

Energiebilanz arktischer Bewölkung aus Modell und Beobachtung

Diplomarbeit
von
Niko Renkosik

MATHEMATISCH-NATURWISSENSCHAFTLICHE FAKULTÄT DER
CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL
ERSTELLT AM LEIBNIZ-INSTITUT FÜR MEERESWISSENSCHAFTEN
FORSCHUNGSBEREICH 1
- MARITIME METEOROLOGIE -



Kiel, Juli 2010

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	I
Abstract	III
Abkürzungen	V
1 Einleitung	1
1.1 Grundlagen	2
1.1.1 Strahlung	2
1.1.2 Energiebilanz	3
1.1.3 Wolken	5
2 Klimatische Bedingungen in der Arktis	7
2.1 Wolken	8
2.2 Strahlung	10
2.3 Wolken-Strahlungsantrieb	13
2.4 Temperaturen, Feuchte und Niederschlag	14
3 Expedition ARK-XXIV/3	17
3.1 Fahrtroute und Synoptik	17
3.2 Datenerfassung	21
3.2.1 Solare Einstrahlung	21
3.2.2 Langwellige Gegenstrahlung	22
3.2.3 Himmelskamera	23
3.2.4 Eiskamera	24
3.2.5 Albedomessung	24
3.2.6 Aerosolmessung	25
3.2.7 Borddaten	27
4 Strahlungsparametrisierungen	29
4.1 Parametrisierungen der solaren Einstrahlung	29
4.2 Kurzwellige Strahlung nach Zillman	32
4.3 Kurzwellige Strahlung nach Shine	34
4.4 Kurzwellige Strahlung nach Bennett	36

4.5	Kurzwellige Strahlung nach Shine/Bennett	37
4.6	Anwendung der Parametrisierungen der kurzwelligen Einstrahlung am Boden	37
4.7	Diskussion der Parametrisierungen der kurzwelligen Einstrahlung am Boden	49
4.8	Parametrisierungen der langwelligen Gegenstrahlung am Boden	49
4.9	Langwellige Gegenstrahlung nach Maykut und Church	50
4.10	Langwellige Gegenstrahlung nach Zillman	50
4.11	Langwellige Gegenstrahlung nach König-Langlo und Augstein	51
4.12	Langwellige Gegenstrahlung nach Konzelmann	51
4.13	Langwellige Gegenstrahlung nach Zapadka	52
4.14	Anwendung der langwelligen Strahlungsparametrisierungen auf die Messdaten	53
4.15	Diskussion der Parametrisierungen der langwelligen Gegenstrahlung am Boden	65
5	Eismodell	67
5.1	Beschreibung des Meereismodells	68
5.1.1	Fluss sensibler Wärme	69
5.1.2	Fluss latenter Wärme	69
5.1.3	Langwellige Strahlung der Deckschicht	70
5.1.4	Langwellige Gegenstrahlung	70
5.1.5	Kurzwellige Einstrahlung	70
5.1.6	Eis- und Schneeänderungen	71
5.2	Sensitivitätsanalysen	71
5.3	Ergebnisse	72
5.3.1	Kurzwellige und langwellige Strahlung	72
5.3.2	Sensibler und latenter Wärmefluss	75
5.3.3	Energiebilanz	77
5.3.4	Meereis	80
5.3.5	Schneehöhe	82
5.3.6	Albedo	85
5.3.7	Wolken-Strahlungsantrieb	86
5.3.8	2006 – 2009	86
6	Zusammenfassung & Ausblick	95
	Literatur	99
	Danksagung	107
	Erklärung	109

Abbildungsverzeichnis

1.1	Schema der verschiedenen Strahlungs- und Wärmeflüsse nach Kiehl und Trenberth (1997).	4
1.2	Effekt unterschiedlicher Wolkentypen auf die Strahlung.	6
2.1	Tiefer Stratus dominiert als Wolkentyp den arktischen Sommer, da sich bodennahe Inversionen über den Eisflächen bilden.	7
2.2	Polarlichter werden von elektrisch geladenen Teilchen erzeugt, die auf die oberen Schichten der Erdatmosphäre treffen. Im Winter sind sie die einzigen natürlichen Lichtquellen in der Arktis.	10
2.3	Eine Parametrisierung der Albedo in der Arktis gestaltet sich aufgrund des komplexen Zusammenspiels von Schnee, Eis und Wasser schwierig. . . .	12
2.4	Wolken-Strahlungsantriebe für (a) den Oberrand der Atmosphäre und (b) die Oberfläche bei 80° N für die langwellige und die kurzwellige Strahlung.	14
3.1	Polarstern bewegt sich in der eisfreien Grönlandsee.	17
3.2	Die Fahrtroute der FS Polarstern auf der Expeditionsfahrt ARK-XXIV/3. . .	18
3.3	(a) Wetterlage am 06.08.2009 im Nordatlantik um 6 UTC: Sturmtief bei Island. (b) Wetterlage am 17.08.2009 im Nordatlantik um 6 UTC: Kleine Tiefs bilden sich bei Grönland.	19
3.4	Satellitenbild vom 01.09.2009 um 14:21 UTC von NOAA. FS Polarstern (Markierung) befindet sich im Djimphna Fjord, während südöstlich eine kompakte Eisfläche auszumachen ist.	20
3.5	(a) Links ist das Pyranometer für die Messung der solaren Einstrahlung und rechts das Pyrgeometer für die langwellige Gegenstrahlung zu sehen. (b) Die Vollhimmelskamera fotografierte unter hellen Bedingungen alle 15 Sekunden im wetterfesten Gehäuse.	22
3.6	Auf der Brücke wurde im Backbordbereich die Eiskamera installiert, die minütlich Fotos von der Meeresoberfläche aufnahm.	24
3.7	Sowohl auf der Steuer- als auch auf der Backbordseite kam ein Pyranometer mit Viertelraumabdeckung zur Messung der Albedo zum Einsatz. . . .	25
3.8	Messungen der Albedo wurden manuell durchgeführt. Der Eistyp auf Abb. (a) lieferte einen Wert von 0,53 und von (b) 0,37 als Albedo.	25

3.9	Mit dem Sonnenphotometer <i>Microtops II</i> wird bei fünf verschiedenen Wellenlängen die Solarstrahlung gemessen.	26
3.10	An 14 Tagen konnten auf der Expedition ARK-XXIV/3 Aerosolmessungen durchgeführt werden. © NASA AERONET	26
4.1	10.08.2009: Die Messung der solaren Einstrahlung und die verschiedenen Strahlungsparametrisierungen mit den Tagessummen in der Legende. . .	38
4.2	10.08.2009: Kurzwellige Strahlungsparametrisierungen gegen die Messung der solaren Einstrahlung aufgetragen.	38
4.3	17.08.2009: Die Messung der solaren Einstrahlung und die verschiedenen Strahlungsparametrisierungen mit den Tagessummen in der Legende. . .	40
4.4	17.08.2009: Kurzwellige Strahlungsparametrisierungen gegen die Messung der solaren Einstrahlung aufgetragen.	40
4.5	(a) 17.08.2009; 11:14 Uhr: Die Sonne scheint durch „Stratus translucidus“, während 314 W/m^2 solare Einstrahlung gemessen werden. (b) zeigt den aus den Fotos der Himmelskamera ermittelten Bedeckungsgrad nach Algorithmen von Kalisch und Heinle am 17.08.2009.	41
4.6	18.08.2009: Die Messung der solaren Einstrahlung und die verschiedenen Strahlungsparametrisierungen mit den Tagessummen in der Legende. . .	43
4.7	18.08.2009: Kurzwellige Strahlungsparametrisierungen gegen die Messung der solaren Einstrahlung aufgetragen.	43
4.8	18.08.2009: (a) Messung der solaren Einstrahlung mit der Parametrisierung von Zillman für den wolkenlosen Fall. (b) Effekt der Wolken auf die solare Einstrahlung. Strahlungserhöhungen stehen in Verbindung mit den positiven Werten.	44
4.9	21.08.2009: Die Messung der solaren Einstrahlung und die verschiedenen Strahlungsparametrisierungen mit den Tagessummen in der Legende. . .	45
4.10	21.08.2009: Kurzwellige Strahlungsparametrisierungen gegen die Messung der solaren Einstrahlung aufgetragen.	46
4.11	01.09.2009: Die Messung der solaren Einstrahlung und die verschiedenen Strahlungsparametrisierungen mit den Tagessummen in der Legende. . .	47
4.12	(a) 01.09.2009; 10:18 Uhr: Wolkenlose Bedingungen zeigt die Himmelskamera im Djimphna-Fjord, allerdings wird die Sonne durch Schiffsaufbauten abgeschattet. (b) zeigt den aus den Fotos der Himmelskamera ermittelten Bedeckungsgrad nach Kalisch und Heinle am 01.09.2009.	48
4.13	10.08.2009: Die Messung der langwelligen Gegenstrahlung und die verschiedenen Strahlungsparametrisierungen mit den jeweiligen Tagessummen in der Legende.	54
4.14	10.08.2009: Die Bedeckungsgrade wurden aus den Fotos der Himmelskamera mit Hilfe von Algorithmen nach Kalisch (2005) und Heinle et al. (2010) ermittelt.	54

4.15	14.08.2009: Die Messung der langwelligen Gegenstrahlung und die verschiedenen Strahlungsparametrisierungen mit den jeweiligen Tagessummen in der Legende.	55
4.16	14.08.2009: Bedeckungsgrade aus den Fotos der Himmelskamera mit Hilfe von Algorithmen nach Kalisch (2005) und Heinle et al. (2010).	55
4.17	14.08.2009: Langwellige Strahlungsparametrisierungen gegen die Messung der Gegenstrahlung aufgetragen.	56
4.18	20.08.2009: Die Messung der langwelligen Gegenstrahlung und die verschiedenen Strahlungsparametrisierungen mit den jeweiligen Tagessummen in der Legende.	57
4.19	20.08.2009: Bedeckungsgrade aus den Fotos der Himmelskamera mit Hilfe von Algorithmen nach Kalisch (2005) und Heinle et al. (2010).	58
4.20	20.08.2009: Langwellige Strahlungsparametrisierungen gegen die Messung der terrestrischen Gegenstrahlung aufgetragen.	58
4.21	01.09.2009: Die Messung der langwelligen Gegenstrahlung und die verschiedenen Strahlungsparametrisierungen mit den jeweiligen Tagessummen in der Legende.	60
4.22	01.09.2009: Bedeckungsgrade aus den Fotos der Himmelskamera mit Hilfe von Algorithmen nach Kalisch (2005) und Heinle et al. (2010).	60
4.23	11.09.2009: Die Messung der langwelligen Gegenstrahlung und die verschiedenen Strahlungsparametrisierungen mit den jeweiligen Tagessummen in der Legende.	62
4.24	11.09.2009: Bedeckungsgrade aus den Fotos der Himmelskamera mit Hilfe von Algorithmen nach Kalisch (2005) und Heinle et al. (2010).	62
4.25	17.09.2009: (a) Die verschiedenen Parametrisierungen der langwelligen Gegenstrahlung und die Messdaten (blau) sind an diesem Tag unkorreliert, was an den schwankenden Bedeckungsgraden liegt. Auf den Fotos der Himmelskamera ist ausschließlich volle Bedeckung zu sehen, was den recht konstanten Messwert der langwellige Gegenstrahlung erklärt. (b) zeigt entsprechend die Bedeckungsgrade aus den Wolkenfotos.	64
5.1	Ort: 79,5°N/0°E, Jahr: 2006 (a) Nettobilanz der kurzwellige Einstrahlung bei realen Wolkenbedingungen, (b) langwellige Gegenstrahlung bei realen Wolkenbedingungen, (c) Nettobilanz der kurzwellige Einstrahlung bei voller Bedeckung, (d) langwellige Gegenstrahlung bei voller Bedeckung, (e) Netto der kurzwellige Einstrahlung bei wolkenlosen Bedingungen, (f) langwellige Gegenstrahlung bei wolkenlosen Bedingungen.	72
5.2	Ort: 85,5°N/0°E, Jahr: 2006 (a) Nettobilanz der kurzwellige Einstrahlung bei realen Wolkenbedingungen, (b) langwellige Gegenstrahlung bei realen Wolkenbedingungen, (c) Nettobilanz der kurzwellige Einstrahlung bei voller Bedeckung, (d) langwellige Gegenstrahlung bei voller Bedeckung, (e) Netto der kurzwellige Einstrahlung bei wolkenlosen Bedingungen, (f) langwellige Gegenstrahlung bei wolkenlosen Bedingungen.	73

5.3	Ort: 85,5°N/180°E, Jahr: 2006 (a) Nettobilanz der kurzwellige Einstrahlung bei realen Wolkenbedingungen, (b) langwellige Gegenstrahlung bei realen Wolkenbedingungen, (c) Nettobilanz der kurzwellige Einstrahlung bei voller Bedeckung, (d) langwellige Gegenstrahlung bei voller Bedeckung, (e) Netto der kurzwellige Einstrahlung bei wolkenlosen Bedingungen, (f) langwellige Gegenstrahlung bei wolkenlosen Bedingungen.	74
5.4	Ort: 79,5°N/0°E, Jahr: 2006 (a) sensibler Wärmefluss bei voller Bedeckung, (b) latenter Wärmefluss bei voller Bedeckung, (c) sensibler Wärmefluss bei wolkenlosen Bedingungen, (d) latenter Wärmefluss bei wolkenlosen Bedingungen.	75
5.5	Ort: 85,5°N/0°E, Jahr: 2006 (a) sensibler Wärmefluss bei voller Bedeckung, (b) latenter Wärmefluss bei voller Bedeckung, (c) sensibler Wärmefluss bei wolkenlosen Bedingungen, (d) latenter Wärmefluss bei wolkenlosen Bedingungen.	76
5.6	Ort: 85,5°N/180°E, Jahr: 2006 (a) sensibler Wärmefluss bei voller Bedeckung, (b) latenter Wärmefluss bei voller Bedeckung, (c) sensibler Wärmefluss bei wolkenlosen Bedingungen, (d) latenter Wärmefluss bei wolkenlosen Bedingungen.	76
5.7	Flüsse, die zusammen die Energiebilanz bilden, im Jahr 2006 bei 79,5°N/0°E.	77
5.8	Flüsse, die zusammen die Energiebilanz bilden, im Jahr 2006 bei 85,5°N/0°E.	78
5.9	Flüsse, die zusammen die Energiebilanz bilden, im Jahr 2006 bei 85,5°N/180°E.	78
5.10	Energiebilanz bei verschiedenen Wolkenbedingungen bei 79,5°N/0°E im Jahr 2006.	79
5.11	Energiebilanz bei verschiedenen Wolkenbedingungen bei 85,5°N/0°E im Jahr 2006.	79
5.12	Energiebilanz bei verschiedenen Wolkenbedingungen bei 85,5°N/180°E im Jahr 2006.	80
5.13	Eisdicke unter verschiedenen Bedingungen bei 79,5°N/0°E im Jahr 2006.	81
5.14	Eisdicke unter verschiedenen Bedingungen bei 85,5°N/0°E im Jahr 2006.	81
5.15	Eisdicke unter verschiedenen Bedingungen bei 85,5°N/180°E im Jahr 2006.	82
5.16	Schneehöhe unter verschiedenen Bedingungen bei 79,5°N/0°E im Jahr 2006.	83
5.17	Schneehöhe unter verschiedenen Bedingungen bei 85,5°N/0°E im Jahr 2006.	83
5.18	Schneehöhe unter verschiedenen Bedingungen bei 85,5°N/180°E im Jahr 2006.	84
5.19	(a) Bodenalbedo- und (b) Lufttemperaturverlauf bei 79,5°N/0°E im Jahr 2006.	84
5.20	(a) Kurzwelliger und (b) langwelliger Strahlungsantrieb bei 79,5°N/0°E im Jahr 2006.	85
5.21	(a) Kurzwelliger und (b) langwelliger Strahlungsantrieb bei 85,5°N/180°E im Jahr 2006.	85
5.22	Meereisminimum der Arktis im Jahr 2006 am 15. September. © Spreen und Kaleschke (2010)	90

5.23	Meereisminimum der Arktis im Jahr 2007 am 17. September. © Spreen und Kaleschke (2010)	91
5.24	Meereisminimum der Arktis im Jahr 2008 am 18. September. © Spreen und Kaleschke (2010)	92
5.25	Meereisminimum der Arktis im Jahr 2009 am 11. September. © Spreen und Kaleschke (2010)	93

Tabellenverzeichnis

1.1	Klassifizierung der Wolken in vier Wolkenfamilien und zehn Wolkengattungen.	5
4.1	Summe der solaren Einstrahlung und das quadratische Mittel in Abhängigkeit des Reduktionsfaktors.	34
4.2	10.08.2009: Korrelation und RMSE der einzelnen Strahlungsparametrisierungen mit der Messung.	39
4.3	17.08.2009: Korrelation und RMSE der einzelnen Strahlungsparametrisierungen mit der Messung auf „FS Polarstern“.	41
4.4	18.08.2009: Korrelation und RMSE der einzelnen Strahlungsparametrisierungen mit der Messung.	45
4.5	21.08.2009: Korrelation und RMSE der einzelnen Strahlungsparametrisierungen mit der Messung auf „FS Polarstern“.	46
4.6	Summen der solaren Einstrahlung für die verschiedenen Parametrisierungen und die Messung auf der ARK-XXIV/3 sowie Korrelation und RMSE der einzelnen Strahlungsparametrisierungen.	48
4.7	Der Wolkengewichtungsfaktor nach Zapadka in Abhängigkeit des Monats im Jahr.	52
4.8	10.08.2009: Korrelation und RMSE der einzelnen Strahlungsparametrisierungen mit der Messung.	53
4.9	14.08.2009: Korrelation und RMSE der einzelnen Strahlungsparametrisierungen mit der Messung.	57
4.10	20.08.2009: Korrelation und RMSE der einzelnen Strahlungsparametrisierungen mit der Messung.	59
4.11	11.09.2009: Korrelation und RMSE der einzelnen Strahlungsparametrisierungen mit der Messung.	63
4.12	Korrelation und RMSE der einzelnen Parametrisierungen für die langwellige Gegenstrahlung mit der Messung auf der gesamten ARK-XXIV/3. . .	65
5.1	Die Albedowerte in dem Eismodell hängen von der Lufttemperatur und dem vorhandenen Untergrund (Schnee, Eis oder Wasser) ab.	68
5.2	Der Wolkengewichtungsfaktor nach Zapadka in Abhängigkeit der Monate im Jahr.	70

5.3	Die Summen der Energiebilanzen für den realen, wolkenfreien und bedeckten Fall in den Jahren 2006 bis 2009 bei $79,5^{\circ}\text{N}/0^{\circ}\text{E}$	86
5.4	Die Summen der Energiebilanzen für den realen, wolkenfreien und bedeckten Fall in den Jahren 2006 bis 2009 bei $85,5^{\circ}\text{N}/0^{\circ}\text{E}$	87
5.5	Die Summen der Energiebilanzen für den realen, wolkenfreien und bedeckten Fall in den Jahren 2006 bis 2009 bei $85,5^{\circ}\text{N}/180^{\circ}\text{E}$	87
5.6	Die Dicken des Meereises am Ende des jeweiligen Jahres für den realen, wolkenfreien und bedeckten Fall in den Jahren 2006 bis 2009 bei $79,5^{\circ}\text{N}/0^{\circ}\text{E}$	88
5.7	Die Dicken des Meereises am Ende des jeweiligen Jahres für den realen, wolkenfreien und bedeckten Fall in den Jahren 2006 bis 2009 bei $85,5^{\circ}\text{N}/0^{\circ}\text{E}$	88
5.8	Die Dicken des Meereises am Ende des jeweiligen Jahres für den realen, wolkenfreien und bedeckten Fall in den Jahren 2006 bis 2009 bei $85,5^{\circ}\text{N}/180^{\circ}\text{E}$	89

Zusammenfassung

Diese Diplomarbeit behandelt den Einfluss von Wolken unter arktischen Bedingungen auf die Energiebilanz am Boden und die Auswirkungen auf die Meereis- und Schneeverhältnisse. Zur Berechnung der Energiebilanz wird ein eindimensionales Eismodell verwendet, das von *Andreas Lehmann*, wissenschaftlicher Mitarbeiter der „Theorie und Modellierung“ im Forschungsbereich 1 des IFM-GEOMAR, für diese Arbeit dem dreidimensionalen und dynamischen Eismodell BSI-OM entnommen wurde (Jacob et al. (2006)).

Die Energiebilanz besteht aus der solaren Einstrahlung mit der Bodenalbedo, der langwelligen Ausstrahlung und Gegenstrahlung und dem latenten und sensiblen Wärmefluss. Die Strahlungsflüsse dominieren die Energiebilanz in der Arktis. Deshalb werden zunächst mehrere Parametrisierungen für die kurzwellige Einstrahlung und die langwellige Gegenstrahlung mit Daten der Ausfahrt ARK-XXIV/3 der *FS Polarstern* analysiert. Für die Analyse finden die Parametrisierungen der Globalstrahlung von Zillman (1972), Shine (1984), Bennett (1982) und Shine/Bennett Verwendung. Parametrisierungen nach Maykut und Church (1973), Zillman (1972), König-Langlo und Augstein (1994), Konzelmann et al. (1994) und Zapadka et al. (2007) werden für die Untersuchung der langwelligen Gegenstrahlung herangezogen.

Die kurzwelligen Strahlungsparametrisierungen können den groben Tagesgang der Globalstrahlung wiedergeben. Allerdings zeigen sich erhebliche Unterschiede zwischen Beobachtung und Parametrisierung, wenn bei hohem Bedeckungsgrad der Wolken direktes Sonnenlicht den Boden erreicht und es zu einer kurzzeitigen Strahlungserhöhung kommt. Diese Strahlungserhöhungen können von keiner der Parametrisierungen reproduziert werden. Grundsätzlich neigen die Parametrisierungen dazu niedrige Messwerte der solaren Einstrahlung zu überschätzen und hohe zu unterschätzen.

Die Parametrisierungen der langwelligen Gegenstrahlung haben an einigen Tagen erhebliche Probleme den Tagesgang der gemessenen Werte wiederzugeben. Vor allem nach Sonnenaufgang und vor Sonnenuntergang werden häufig die Bedeckungsgrade der Wolken von den Algorithmen der Wolkenerkennung über die Vollhimmelfotos fehlinterpretiert. Dies wirkt sich mit Differenzen von mehr als 100 W/m^2 langwellige Gegenstrahlung zwischen Parametrisierung und Beobachtung aus.

Die Auswertung der berechneten Energiebilanzen mit dem eindimensionalen Eismodell für drei Standorte in der Arktis in den Jahren 2006 bis 2009 zeigt, dass Wolken einen großen Einfluss auf die Strahlungsbilanz haben. Dafür werden mehrere Sensitivitätsanalysen durchgeführt. Mit un-

terschiedlichem Bedeckungsgrad der Wolken ändern sich die Meereis- und Schneeverhältnisse, wodurch die Bodenalbedo variiert. Wolken bewirken im arktischen Sommer eine Abschwächung der kurzwelligen Einstrahlung, sorgen aber ganzjährig für eine Erhöhung der langwelligen Gegenstrahlung. Die langwellige Strahlung dominiert die Energiebilanz der Arktis, was sich in den Modellergebnissen in der Mächtigkeit der Eisdicke widerspiegelt. Die Eisdicke ist am Ende des Jahres bei einem ganzjährig wolkenlosen Himmel ausgeprägter als bei einem kontinuierlich bedeckten Himmel.

Abstract

This diploma thesis discusses the effect of clouds under arctic conditions on the energy balance at ground and the impact on sea ice and snow conditions. To calculate the energy balance is used an one-dimensional sea ice model from *Andreas Lehmann*. He is a scientist at the IFM-GEOMAR in the field of research „theory and modelling “. The model for this thesis is taken from the three-dimensional and dynamic ice model BSIOM (Jacob et al. (2006)).

The energy balance is made up of incoming solar radiation with the surface albedo, the outgoing and incoming longwave radiation and the latent and sensible heat flux. The radiation flux dominate the energy balance in the Arctic. Therefore at first several parameterizations for incoming shortwave radiation and longwave counter-radiation are analysed with data from the expedition ARK-XXIV/3 of the research vessel *Polarstern*. For the analysis are put parameterizations for the global radiation from Zillman (1972), Shine (1984), Bennett (1982) and Shine/Bennett. Parameterizations by Maykut und Church (1973), Zillman (1972), König-Langlo und Augstein (1994), Konzelmann et al. (1994) and Zapadka et al. (2007) are used for the study of the longwave counter-radiation.

The parameterizations of shortwave radiation can reflect the rough diurnal variations in global radiation. Nevertheless, there are considerable differences between observation and parameterization, if direct sunlight arrives ground under a high degree of cloud cover and it comes to short-term increase in radiation. These increases can not be reproduced by any of the parameterizations. In principle, the parameterizations tend to overestimate low values of shortwave radiation and to underestimate high values.

The parameterizations of longwave counter-radiation have significant problems to reflect the diurnal variation of the measured values on some days. Especially after sunrise and before sunset are often the coverages of clouds from the cloud detection algorithms be misinterpreted on the sky imager photos. In these cases the differences between the values of parameterization and observation can be more than 100 W/m^2 .

The analyses of the calculated energy balances with the one-dimensional sea ice model for three locations in the Arctic in the years 2006 to 2009 shows that clouds have a major influence on the radiation balance. Therefore several sensitivity studies are carried out. The sea ice and snow change under different cloud conditions, thus the surface albedo varies. Clouds effect a weakening of shortwave radiation in the Arctic summer. However they provide an all-season increase in longwave counter-radiation. The longwave radiation dominates the energy balance at ground

in the Arctic, which is reflected in the model results of the ice thickness. The sea ice is thicker at the end of the year in case of an all-season cloudless sky as a continuous covered sky.

Abkürzungen

AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
CAU	Christian-Albrechts-Universität
DWD	Deutscher Wetterdienst
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
IFM-GEOMAR	Leibniz-Institut für Meereswissenschaften an der CAU zu Kiel
ISCCP	International Satellite Cloud Climatology Project
RMS	root mean square, quadratisches Mittel
RMSE	root mean square error, Fehler im quadratischen Mittel
TOA	top of atmosphere, Oberrand der Atmosphäre
UTC	Coordinated Universal Time
WMO	World Meteorological Organisation

Kapitel 1

Einleitung

Die Sonne schickt jede Sekunde $3,85 \cdot 10^{26} \text{ W}$ an Strahlungsenergie ins Weltall, wovon täglich $4,2 \cdot 10^{15} \text{ kWh}$ die Erde erreichen. Der Weltstrombedarf pro Jahr beträgt im Vergleich dazu $1,8 \cdot 10^{10} \text{ kWh}$. Dies zeigt die enorme Dimension an Energie, die der Erde durch die Sonne zugeführt wird. In der Atmosphäre wird diese Energie in Wärme- und Bewegungsenergie umgewandelt, wodurch die Luft- und Meeresströmungen sowie der Wasserkreislauf angetrieben werden. Somit stehen alle Prozesse, die als Wetter zusammengefasst werden, mit der Energiezufuhr der Sonne in Verbindung. Ein Teil der solaren Strahlung wird bereits in der Atmosphäre und an der Erdoberfläche reflektiert, aber auch in langwellige Strahlung, die sogenannte terrestrische Strahlung, umgewandelt. Durch die Nicht-Strahlungsprozesse, dem sensiblen und latenten Wärmefluss, werden die Energiebilanzen von Boden und Atmosphäre geschlossen.

Die nördliche zirkumpolare Region, die Arktis, spielt im Klimasystem der Erde eine Schlüsselrolle. Denn Veränderungen im Rahmen der globalen Erwärmung spiegeln sich in dieser Region besonders deutlich wider. Aufgrund des Zusammenspiels von Schnee, Eis und Wasser ist vor allem die solare Strahlung in den hohen Breiten sehr komplex. Wenn die hochreflektierenden Oberflächen von Schnee und Eis wegfallen, hat dies Effekte auf die Strahlungs- und damit auch auf die Energiebilanz. Selbst geringe Veränderungen haben eine stark abweichende Energiebilanz zur Folge.

Im Folgenden werden zunächst die in der Arktis herrschenden klimatischen Bedingungen analysiert. Kennzeichnend sind die extremen Bedingungen, wie das monatelange Fehlen der solaren Einstrahlung, sehr niedrige Temperaturen im Winter und markante Temperaturinversionen, die häufig für niedrige Stratusbewölkung sorgen.

Im anschließenden Kapitel wird die Forschungsfahrt ARK-XXIV/3 der *FS Polarstern* beschrieben, die für diese Arbeit eine wichtige Datengrundlage liefert. In der nördlichen Grönlandsee wurden für sieben Wochen Strahlungs- und Wetterdaten erfasst, die als Datenbasis für die im vierten Kapitel vorgestellten Strahlungsparametrisierungen dienten. Dabei werden die Stärken und Schwächen der einzelnen Parametrisierungen erfasst um eine Entscheidung zu treffen, welche in einem eindimensionalen Eismodell Verwendung finden soll. Ein Großteil der Strahlungsparametrisierungen wurde auch bereits in den

Arbeiten von Kalisch (2005) und Mohr (2009) untersucht.

Das für diese Arbeit verwendete eindimensionale Eismodell ist einem dynamischen und dreidimensionalen Modell für die Ostsee entnommen worden und basiert somit auf einem bereits bewährten Modell (Jacob et al. (2006)). Folglich ergeben sich mit diesem recht einfachen und vor allem auch sehr schnellen Modell erkenntnisreiche Ergebnisse, die die Frage nach dem Einfluss der Wolken auf die Energiebilanz beantworten können. Durch eine Veränderung der Eingangsparameter können für einzelne Standorte in der Arktis verschiedene Sensitivitätsanalysen durchgeführt werden. Ebenfalls ist die Wechselbeziehung zwischen Albedo, also dem Reflexionsvermögen, und dem Eis / Schnee vorhanden, sodass auch eine Veränderung der Eisdicke und Schneehöhe betrachtet werden kann. „Wie verändern die Wolken die Energiebilanz in der Arktis?“ „Was für Auswirkungen hat das?“ „Und womit müssen wir in Zukunft rechnen?“ Solche Fragen sollen mit Hilfe dieser Arbeit beantwortet werden.

Anschließend wird ein Ausblick auf mögliche weiterführende Arbeiten gegeben.

1.1 Grundlagen

1.1.1 Strahlung

Als Strahlung bezeichnet man den Transport von Energie in Form von elektromagnetischen Wellen. Elektromagnetische Wellen, die aus alternierenden elektrischen und magnetischen Feldern bestehen, unterscheiden sich von anderen Energietransporten insbesondere dadurch, dass diese kein Trägermedium benötigen. So kann mit einer Geschwindigkeit von $3 \cdot 10^8$ m/s die solare Strahlung durch das Vakuum zur Erde gelangen.

Das solare Spektrum entspricht dabei nahezu der Plank'schen Strahlungskurve eines schwarzen Körpers mit der Temperatur von 6000 K. Das Strahlungsmaximum liegt bei einer Wellenlänge von $0,48 \mu\text{m}$, was somit der sichtbare grün-blaue Bereich ist. Der gesamte Wellenlängenbereich der Solarstrahlung reicht von $0,29 \mu\text{m}$ (ultraviolette Strahlung) bis $4,0 \mu\text{m}$ (infrarote Strahlung). Der DWD (1987) teilt die solare Strahlung in drei Bereiche: Die ultraviolette Strahlung reicht von einer Wellenlänge von $0,29$ bis $0,4 \mu\text{m}$, die sichtbare Strahlung von $0,4$ bis $0,73 \mu\text{m}$ und die infrarote Strahlung von $0,73$ bis $4,0 \mu\text{m}$. Mit der Solarkonstanten wird die mittlere breitbandige einfallende Strahlung am Oberrand der Atmosphäre beschrieben, die von der Weltorganisation für Meteorologie (WMO) 1982 auf 1368 W/m^2 festgelegt wurde. Wegen der Exzentrizität der Erdbahn um die Sonne variiert die Solarkonstante im Laufe des Jahres um $\pm 3,5 \%$.

Die elektromagnetische Strahlung der Sonne kann von festen, flüssigen und gasförmigen Körpern, also auch von der Erdatmosphäre und -oberfläche, absorbiert, emittiert, reflektiert und transmittiert werden.

Die Absorption findet überwiegend an Aerosolen, Wolkentröpfchen, Niederschlag und Gasen statt. Dabei haben feste Körper und Flüssigkeiten kontinuierliche Absorptionsspektren, während Gase in schmalen Absorptionslinien Strahlung absorbieren. In der

Atmosphäre wird die Absorption der Solarstrahlung überwiegend vom Wasserdampf verursacht. Aber auch im langwelligen Bereich ist der Wasserdampf das bedeutsamste Treibhausgas. Ozon ist das wichtigste absorbierende Gas der Stratosphäre (Atmosphärenschicht über der Troposphäre), da es die Biosphäre vor der energiereichen UV-Strahlung schützt.

Jeder Körper emittiert elektromagnetische Strahlung. Diese thermische Strahlung ist eine Funktion der Temperatur des Körpers. Für perfekte Emittier, d. h. schwarze Körper, ist die spektrale Strahldichte L_v über das Planck'sche Strahlungsgesetz unter anderem von der Temperatur abhängig. L_v^* ist die Energieflußdichte pro Raumwinkeleinheit und Frequenzintervall mit der Einheit $[Wm^{-2}Hz^{-1}sr^{-1}]$.

$$L_v^* = \frac{2hv^3}{c^2} \frac{1}{\exp(\frac{hv}{kT}) - 1} \quad (1.1)$$

Mit v : Frequenz, $h = 6,63 \cdot 10^{-34}$ Js: Planck'sche Konstante, $k = 1,38 \cdot 10^{-23}$ JK⁻¹: Boltzmann Konstante, T : absolute Temperatur und c : Lichtgeschwindigkeit.

Um die gesamte Ausstrahlung eines Körpers zu bestimmen, müssen die Beiträge der einzelnen Wellenlängen aufsummiert werden. Für die Strahlungsleistung P eines *schwarzen Körpers* mit der Fläche A und der absoluten Temperatur T gilt:

$$P = A \cdot \sigma \cdot T^4 \quad [W] \quad (1.2)$$

Die Gleichung 1.2 ist das *Stefan-Boltzmann-Gesetz* mit der Stefan-Boltzmann-Konstante σ . Dabei ist $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8}$ Wm⁻²K⁻⁴.

Die Reflexion beschreibt das Zurückwerfen der Strahlung, wozu auch die Rückstreuung gehört. Da Wolken aus einer großen Anzahl von Streupartikeln bestehen, die nahezu wellenunabhängig wirken, ist die Reflexion recht hoch und Wolken sehen im sichtbaren Bereich von der Oberseite hell und weiß aus. Je nach Einfallswinkel der Strahlung und Eigenschaften der Wolken, schwankt die Albedo jedoch zwischen 0,29 und 0,92 (DWD (1987)). Die Albedo ist ein Maß für das Reflexionsvermögen einer Oberfläche oder Körpers. Wenn die Albedo 1 ist, wird die komplette einfallende Strahlung reflektiert. Ist die Albedo hingegen 0, wird die gesamte Strahlung absorbiert.

1.1.2 Energiebilanz

Die global und auch zeitlich gemittelte solare Einstrahlung beträgt ein Viertel der Solar- konstanten, also etwa 342 W/m². Diese Strahlung muss zur Erhaltung eines Gleichgewichts des Klimasystems durch Reflexion der kurzwelligen Strahlung und Ausstrahlung im terrestrischen Bereich wieder in den Weltraum abgegeben werden. Regional und jahreszeitlich gibt es dabei große Unterschiede.

In Abbildung 1.1 sind schematisch die einzelnen Energieflüsse in der Atmosphäre dargestellt. Während im linken Bereich der Grafik die solaren Strahlungsflüsse in einer gelben Farbe zu finden sind, sind in der rechten die langwelligen in rot zu sehen. Den Erdboden

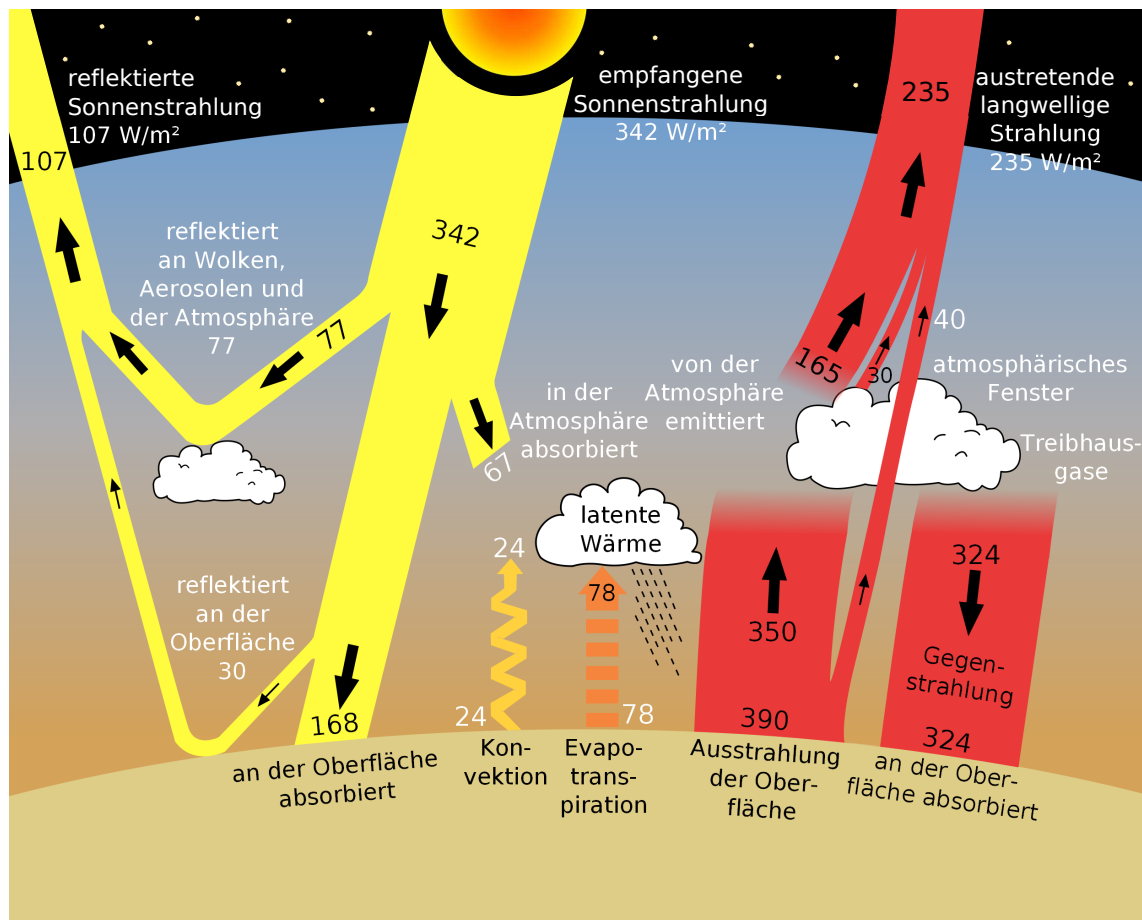


Abbildung 1.1: Schema der verschiedenen Strahlungs- und Wärmeflüsse nach Kiehl und Trenberth (1997).

erreichen von den 342 W/m^2 , die global und zeitlich gemittelt den Oberrand der Atmosphäre an Solarstrahlung erreichen, 168 W/m^2 . Auf dem Weg durch die Atmosphäre gehen 67 W/m^2 durch Absorption „verloren“, 77 W/m^2 werden an den Wolken, Aerosolen und der Atmosphäre und 30 W/m^2 an der Erdoberfläche reflektiert. Somit beträgt die reflektierte Solarstrahlung, die die Erde wieder in den Weltraum verlässt, 107 W/m^2 . Im langwelligen Bereich emittiert die Erde global betrachtet 390 W/m^2 , wovon 40 W/m^2 direkt in den Weltraum abgegeben werden und der Rest von 350 W/m^2 an die Atmosphäre. 165 W/m^2 werden von der Atmosphäre an den Weltraum emittiert und weitere 30 W/m^2 verlassen die Erde durch das atmosphärische Fenster. Somit treten am Oberrand der Atmosphäre 235 W/m^2 an langwelliger Strahlung aus. Die Atmosphäre emittiert jedoch auch in Richtung Erde die sogenannte langwellige Gegenstrahlung, die 324 W/m^2 beträgt. Wenn man alle Flüsse für die Atmosphäre addiert, erhält man einen Wert von -102 W/m^2 . Dem Erdboden stehen also 102 W/m^2 zur Verfügung. Dieses Ungleichgewicht wird durch die Nicht-Strahlungsprozesse ausgeglichen. Der sensible (=fühlbare) Wärmefluss (24 W/m^2) bringt über Konvektion und der latente Wärmefluss (78 W/m^2) über Verdunstung und Niederschläge Wärmeenergie in die Atmosphäre und gleichen so-

mit dort die negative Strahlungsbilanz aus. Ohne diese nicht strahlungsbedingten Wärmeübergänge würde die Oberflächentemperatur deutlich höher als 288 K sein.

1.1.3 Wolken

Wolken spielen sowohl im kurzwelligen als auch im langwelligen Bereich des Energiehaushalts der Erde eine wichtige Rolle. Sie stellen eine Ansammlung von Kondensations- und Sublimationsprodukten dar und bestehen somit aus kleinen Wassertröpfchen und / oder Eiskristallen. Bereits 1803 wurde von *Luke Howard* eine Wolkenklassifizierung eingeführt. Die aktuell gültige Klassifizierung der WMO von 1956 unterscheidet zehn Wolkengattungen, die in vier Wolkenfamilien zusammengefasst wurden (siehe Tabelle 1.2).

Wolkenfamilie	Wolkengattung	Abk.	Höhe
hohe Wolken	Cirrus	Ci	5 - 13 km
	Cirrocumulus	Cc	
	Cirrostratus	Cs	
mittelhohe Wolken	Altostratus	As	2 - 7 km
	Altostratus	As	
tiefe Wolken	Stratocumulus	Sc	0 - 2 km
	Stratus	St	
	Cumulus	Cu	
Wolken mit großer vertikaler Erstreckung	Nimbostratus	Ns	0 - 13 km
	Cumulonimbus	Cb	

Tabelle 1.1: Klassifizierung der Wolken in vier Wolkenfamilien und zehn Wolkengattungen.

Wolken beeinflussen wie keine andere Komponente des Klimasystems den Strahlungs- und damit den Energiehaushalt der Erde. Sie reflektieren einen großen Teil der solaren Einstrahlung in den Weltraum und blockieren zum Teil die thermische Ausstrahlung der Erde im langwelligen Bereich. Aufgrund der Reflexion gelangt weniger Energie zum Erdboden, wobei im infraroten Bereich das Auftreten von Wolken für eine Energieerhöhung sorgt. Dabei hängen beide Prozesse vom Wolkentyp sowie der Region und Jahreszeit ab. Im Verlauf des Klimawandels können Veränderungen der Wolken der Erwärmung entgegenwirken oder diese sogar beschleunigen.

In Abbildung 1.2 ist schematisch zu sehen, was für einen Effekt Wolken auf die Strahlung haben. Allgemein haben hohe und dünne Wolken einen erwärmenden und tiefe und optisch eher dickere Wolken einen kühlenden Effekt auf das Erdklima (DWD (1987)). Die hohen und eher dünnen Wolken lassen die solare Einstrahlung fast ungehindert passieren, während sie im terrestrischen Bereich aufgrund ihrer niedrigen Temperaturen kaum Strahlung an den Weltraum abgeben. Wesentlich mehr langwellige Strahlung hingegen geben die tiefen und wärmeren Wolken an den Weltraum ab und lassen gleichzeitig deutlich weniger solare Strahlung bis zum Erdboden durchdringen. An ihrer Oberseite wirken sie außerdem sehr hell und reflektieren somit einen Großteil der eintreffenden Solar-

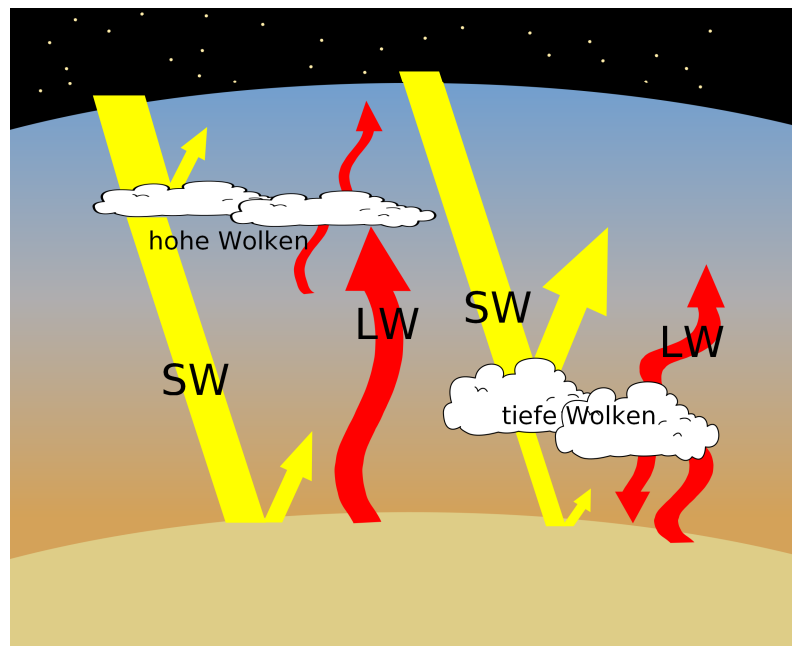


Abbildung 1.2: Effekt unterschiedlicher Wolkentypen auf die Strahlung.

strahlung.

In der Arktis wirken Wolken hingegen eher erwärmend auf die Erdoberfläche, da die langwellige Strahlung dominierend ist. Lediglich in einer kurzen Zeit im arktischen Sommer, wenn die Oberflächenalbedo klein genug und der Sonnenstand hoch genug ist, wirken sie kühlend, was im weiteren Verlauf dieser Arbeit noch näher erläutert wird.

Kapitel 2

Klimatische Bedingungen in der Arktis

Die Arktis spielt eine Schlüsselrolle in dem Klima- und Ökosystem Erde und bedarf vor allem in Zeiten des globalen Klimawandels einer besonderen Aufmerksamkeit. In den Jahren von 1979 bis 2000 betrug die mittlere Meereisbedeckung in der Arktis $7,0 \cdot 10^6 \text{ km}^2$. Diese nimmt allerdings um $11,2 (\pm 3,1) \%$ pro Jahrzehnt ab. Durch die Abnahme der Meereisbedeckung verändert sich die Albedo und mit ihr die gesamte Energiebilanz. Bei diesem Prozess wird von dem *Eis-Albedo-Feedback* gesprochen. Aber auch die Wechselwirkungen von Wolken und den Strahlungsflüssen in der Arktis sind von großer Bedeutung.



Abbildung 2.1: Tiefer Stratus dominiert als Wolkentyp den arktischen Sommer, da sich bodennahe Inversionen über den Eisflächen bilden.

2.1 Wolken

Die Arktis zeichnet sich durch extreme Bedingungen aus, wodurch die Erfassung von Strahlungsdaten vor Ort aber auch per Fernerkundung erschwert ist. Wegen dieser erschwerenden Bedingungen sind Daten aus der Arktis oft in geringerer Anzahl vorhanden als aus vielen anderen Teilen der Erde. Daneben muss der Umgang mit sonst problemlos funktionierenden Parametrisierungen für die Arktis überdacht und geprüft werden, weil die vorherrschenden Bedingungen überwiegend einmalig sind und sich nicht in anderen Regionen der Erde wiederfinden. Die Wechselwirkungen von Wolken und Strahlung in der Arktis sind seit Jahren von großem Interesse. (Wetherald und Manabe (1988), Mitchell und Ingram (1992))

Die Bestimmung der Auswirkungen der Wolken auf die Strahlungsbilanz wird durch starke Reflexionen von Schnee und Eis sowie flache Einfallswinkel der Sonneneinstrahlung bzw. komplett fehlender Solarstrahlung kompliziert. Auch die niedrigen Temperaturen und die damit resultierenden niedrigen Wasserdampfgehalte stellen extreme Bedingungen dar. Arktische Wolken sind zum Teil sehr niedrig und optisch dünn. Dadurch ergeben sich Probleme in der Fernerkundung, insbesondere bei der Erfassung von niedrigen Nebelstreifen, die falsch gedeutet werden können, da sie sowohl optisch als auch im infraroten Bereich vom Schnee bzw. Eis nicht unterschieden werden können.

Sverdrup (1933) erstellte eine Wolkenklimatologie für die Arktis und musste sich dabei mit Beobachtungs- und Klassifizierungsproblemen auseinandersetzen. Vor allem in der dunklen und kalten Hälfte des Jahres sind Augenbeobachtungen von Wolken wegen der mangelhaften Lichtverhältnisse schwierig. In erster Linie wird von Wetterbeobachtern das Auftreten von niedrigen Eiskristallwolken unterschätzt (Maxwell (1982)). Das erklärt auch Beobachtungen von angeblichen „clear sky“-Bedingungen, wo die Strahlungsflüsse um 10 bis 40 W/m² höher waren als modelliert. Aufgrund der Eiskristalle treten zusätzliche abwärts gerichtete Flüsse auf, die für Strahlungserhöhungen gegenüber einem wolkenlosen Himmel sorgen.

Die Bedeckungsgrade von Wolken über der Arktis wurden in mehreren Klimatologien veröffentlicht. Basierend auf einfachen Wolkenbeobachtungen gibt es Datensätze von Huschke (1969), Vowinckel (1962) und Gorshkov (1983). In globalen Wolkenklimatologien, wie von Beryland und Strokina (1980), Warren et al. (1988) und Hahn (1995), sind ebenfalls Statistiken über die Wolken der Arktis vorhanden. In diesen Klimatologien wird gezeigt, dass sich das Maximum des Bedeckungsgrades mit 90 % im Sommer befindet und das Minimum mit 40 bis 68 % im Winter. Die Variabilität des Bedeckungsgrades im jährlichen Zyklus wird vor allem durch die tiefen Wolken verursacht. Wenn allerdings der Niederschlag von Eisnadeln im Winter mitberücksichtigt wird, erhält man auch für den Winter einen Gesamtbedeckungsgrad von 80 % (Maxwell (1982)). Im Vergleich zu den Klimatologien von Bodenbeobachtungen sind die Bedeckungsgrade vom ISCCP (Satellitenanalyse) im Jahresmittel um 5 bis 35 % niedriger (Warren et al. (1980)). Überras-

schend ist allerdings, dass die arktischen Satellitenklimatologien vom ISCCP im Winter höhere Bedeckungsgrade aufweisen als die Bodenbeobachtungen. Wilson et al. (1993) vermutet, dass bei dem ISCCP-Algorithmus zur Wolkenerkennung ein signifikanter Teil des Eiskristallniederschlags bei wolkenlosem Himmel erfasst wird, der in Bodenbeobachtungen nicht einfließt.

Die Bildungsprozesse von Wolken in der Arktis variieren stark von Region zu Region und sind abhängig von der Oberfläche. Im Randbereich der Eisgebiete bilden sich Wolken vor allem im Herbst durch Frontensysteme und Konvektionen, wenn die baroklinen Effekte am größten sind. Anders sieht es direkt über Alaska aus. Dort bilden sich vor allem stratiforme Wolken und lediglich im Sommer nimmt der Anteil der cumuliformen Wolken etwas zu. Verantwortlich für diese Wolkenbildung ist aufgrund der Topographie vor allem der orografische Aufstieg von Luftmassen. Im Gegensatz dazu bilden sich über dem Atlantischen Ozean die mittelhohen und hohen Wolken im Bereich von Frontensystemen. Das Maximum des Bewölkungsgrades befindet sich im Winter, während das Minimum im Sommer liegt. Diese Gegebenheit kann mit der Aktivität der Tiefdruckgebiete erklärt werden. Tiefe Wolken bilden sich, wenn warme und relativ feuchte Luftmassen in die kalten Polarregionen strömen und dann über Ausstrahlung abkühlen (Herman und Goody (1976)). Die Bildung von konvektivem Eiskristallniederschlag steht in Verbindung mit dem Auftreten von sogenannten Leads. Leads sind offene Wasserstellen in der sonst geschlossenen Meereisbedeckung. Im Rahmen des AIDJEX Lead Experiments (Andreas et al. (1979), Andreas (1980)) wurden turbulente Wärmeflüsse von bis zu 400 W/m^2 für den sensiblen Wärmefluss und bis zu 130 W/m^2 für den latenten Wärmefluss über Leads im Winter gemessen. Dann herrschten Temperaturunterschiede von 20 bis 40 K zwischen dem Wasser und der Luft darüber. Die Wärmeflüsse an der Oberfläche sorgen für den nötigen Auftrieb zur Konvektion über und im Lee der Leads. Daraus resultiert ein vertikaler und horizontaler Transport von Wärme und Feuchtigkeit in die Atmosphäre, der für die Bildung von Wolken verantwortlich ist.

Oft sind niedrige Inversionen der Grund für die Beständigkeit von tiefen Wolken. Die Temperaturanstiege mit der Höhe können in den Inversionen bis zu 30 K betragen. Dabei sind sie besonders stabil und können sich über Wochen über dem Meereis und über dem Packeis sogar über Monate halten. Bereits Wexler (1936) erklärte die physikalische Entstehung von Inversionen damit, dass Schnee nahezu als schwarzer Körper im infraroten Bereich strahlt. Ein Großteil der emittierten Strahlung geht dabei durch das Wasserdampffenster in den Weltraum verloren. Während die Schneedecke zunehmend auskühlt, verliert auch die untere Atmosphäre Wärmeenergie an den Boden. Diese Energie reicht aber nicht aus, um ein weiteres Abkühlen der Schneedecke zu verhindern, sodass der Untergrund noch kälter wird. Wexler fand heraus, dass nach 26 Tagen der Abkühlung, die modellierte kalte Luftschicht bereits eine Dicke von 4 km aufweist und die Temperatur auf -35°C gesunken ist. Unter windstillen und wolkenfreien Bedingungen ist die Kühlungsrate am größten. Denn dann findet keine vertikale Vermischung mehr statt und die Ausstrahlung ist aufgrund des wolkenfreien Himmels am höchsten. Dabei



Abbildung 2.2: Polarlichter werden von elektrisch geladenen Teilchen erzeugt, die auf die oberen Schichten der Erdatmosphäre treffen. Im Winter sind sie die einzigen natürlichen Lichtquellen in der Arktis.

ist zu bedenken, dass bei der Bildung einer Inversion sich häufig unterhalb der Inversion eine stratiforme Wolkenschicht bildet, die den weiteren Kühlungseffekt abschwächt.

Die monatlichen Mittelwerte der optischen Dicke von verschiedenen Wolkenarten schwankt laut einer Wolken-Strahlungsstudie von Curry und Ebert (1992) zwischen 2 im Winter und bis zu einem Maximum von 8 im Sommer. Die Messungen vom ISCCP sind trotz der Unsicherheiten von Fernerkundungsdaten aus den polaren Regionen in einigen Punkten mit anderen Veröffentlichungen übereinstimmend. Im Sommer sind die Messungen vom ISCCP glaubwürdig und ergeben eine mittlere optische Dicke der Wolken von 10 bis 15 bei einer Wellenlänge von $0,6 \mu\text{m}$. Die Werte für den Frühling und den Herbst sind höher und überschätzen die realen Wolkeneigenschaften (Minnis et al. (1993), Rossow und Garder (1993)). Im Winter gibt es wegen der fehlenden Solarstrahlung keine Werte für die optische Dicke vom ISCCP.

2.2 Strahlung

Über einen längeren Zeitraum des Jahres wird die Arktis von keiner solaren Einstrahlung erreicht. Aber auch im Sommer steht die Sonne in den hohen Breiten am Nordpol nie höher als 30° über dem Horizont. Das Minimum des solaren Zenitwinkels beträgt 43° am Nordpolarkreis. Mit dem Zenitwinkel wird der Winkel zwischen dem Lot und der Sonne beschrieben. Am Nordpol beträgt der minimale Zenitwinkel $66,5^\circ$.

Die umfangreichsten Messungen von Strahlung an der Oberfläche der Arktis stammen von russischen Eisdrift-Stationen, wie z. B. von Marshunova (1961), Marshunova und

Chernigovsky (1966), Gavrilova und Budyko (1963) und Vowinkel und Orvig (1964). Eine Zusammenfassung der Strahlungsmessungen in dem Zeitraum von 1950 bis 1991 mit Hilfe von russischen Stationen wurde von Marshunova und Mishin (1994) veröffentlicht. Ähnliche Zusammenfassungen, die aber noch um einige Feldexperimente erweitert wurden, stammen von Francis (1994), Ruffieux et al. (1995) und Steffen und DeMaria (1996).

Der langwellige abwärtsgerichtete Strahlungsfluss am Boden (LW) überwiegt die meiste Zeit des Jahres in den polaren Regionen. Die solare Strahlung (SW) hingegen fehlt vom späten Herbst bis in den Frühling hinein. Lediglich rund um die Zeit des Sonnenhöchststands in der Arktis ist die einfallende solare Strahlung höher als die langwellige Gegenstrahlung. Über das gesamte Jahr summiert ist LW doppelt so hoch wie SW. Wendler und Eaton (1990) bestimmten, dass die Netto-Strahlungsbilanz nur von Juni bis August positiv ist, was mit den schneefreien Monaten gleichzusetzen ist. Dieser Zeitraum kann auch von Shupe und Intrieri (2004) und in dieser Arbeit mit dem eindimensionalen Eismodell (Kapitel 5) bestätigt werden.

Die Atmosphäre der Nordpolarregion unterliegt extremen Schwankungen im solaren Aufwärmprozess. So erreichen im Sommer 250 W/m^2 kurzwellige Einstrahlung die Arktis. Im Winter hingegen fehlt die solare Einstrahlung komplett. Die Abkühlung im langwelligen Bereich hat ihr Maximum im Sommer. Allerdings fällt dies mit dem Maximum der solaren Absorption zusammen, sodass der Sommer nicht das Maximum der atmosphärischen Auskühlung ist. Im Gegensatz dazu reduzieren die sehr niedrigen Temperaturen im Winter das atmosphärische Kühlen, aber der hohe Wolkenanteil wirkt dem Auskühlen entgegen. Somit befindet sich das Minimum der Abkühlung nicht im Winter. Das Auskühlen der Atmosphäre ist das ganze Jahr über recht konstant. Das Maximum der Abgabe von Wärmeenergie befindet sich im Herbst und das Minimum im Frühling. Dies wird durch ein komplexes Zusammenspiel aus den Temperaturen der Atmosphäre und den Wolkeneigenschaften hervorgerufen.

Das atmosphärische Auskühlen wird durch Wolken verstärkt, während die Oberfläche durch das Auftreten von Wolken erwärmt wird (Rossow und Zhang (1995)). Im Sommer reduzieren Wolken die solare Einstrahlung am Boden. Somit reduzieren die Wolken den Nettofluss der Atmosphäre um die Hälfte auf -20 W/m^2 . Dies bewirkt eine Abkühlung. Im Winter bewirken Wolken eine Nettoerhöhung des atmosphärischen Strahlungsflusses im langwelligen Bereich um 50 % auf -140 W/m^2 . Bei wolkenfreien Bedingungen ist der Nettostrahlungsfluss der Atmosphäre vorwiegend langwelliges Ausstrahlen in den Weltraum. Dieser Fluss beträgt mehr als 100 W/m^2 .

Ein schwieriger Faktor in der Netto-Strahlungsbilanz ist die Bodenalbedo in der Arktis. Spektrale und breitbandige Albedowerte sind von Langleben (1969), Langleben (1971), Grenfell und Perovich (1984), Perovich et al. (1986) und Perovich (1994) beschrieben worden. Modellerte Werte über Eis veröffentlichten Grenfell (1983), Shine und Henderson-Sellers (1985), Buckley und Trodahl (1987), Jin et al. (1994), Warren und Wiscombe (1980)

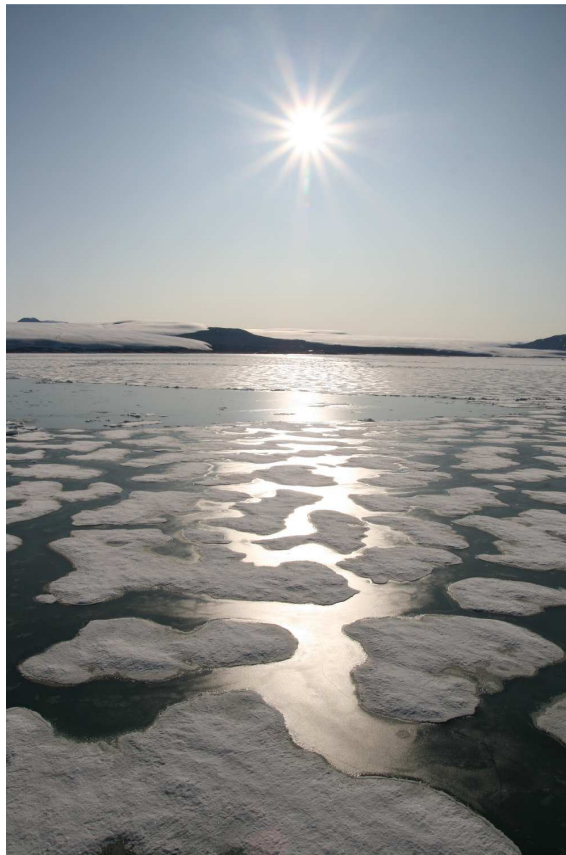


Abbildung 2.3: Eine Parametrisierung der Albedo in der Arktis gestaltet sich aufgrund des komplexen Zusammenspiels von Schnee, Eis und Wasser schwierig.

und über Schnee Wiscombe und Warren (1997). Auch in dem später vorgestellten Eismodell sind Albedowerte für den Untergrund nötig. Die Albedo von Schnee ist abhängig von der Kristallgröße und dem Anteil von Staubpartikeln. Hingegen ist die Albedo des Eises beeinflusst von dem Oberflächenzustand, wie der Konzentration von Luftblasen im Eis und dem Anteil und der Verteilung von Salzwasser im Eisinneren. Aufgrund dieser Ergebnisse wurde von Ebert und Curry (1993) eine Übersicht von verschiedenen Albedowerten für die Arktis zusammengestellt. In Abhängigkeit vom Zenitwinkel der Sonne wurde zwischen Neuschnee, schmelzendem Schnee, freiliegendem Eis, Schmelzwassertümpeln und offenem Wasser unterschieden. Die daraus resultierenden breitbandigen Albedowerte für das Nordmeer liegen zwischen 0,83 im Winter, wenn die Eisfläche geschlossen und mit Schnee bedeckt ist, und 0,48 im Sommer, wenn sich Schmelztümpel und offene Wasserstelle bilden. Unter Verwendung des AVHRR mit manueller Wolkenerkennung haben Lindsay und Rothrock (1994) monatliche Mittelwerte für die Albedo im zentralen Nordmeer von 0,73 im April bis 0,42 im August ermittelt. Dabei wurden aber auch Unsicherheiten durch die räumlich gemittelten Albedowerte festgestellt, die mit 0,13 den Aerosolen, mit 0,08 dem Wasserdampf und mit 0,04 dem Ozon zugeschrieben wurden.

Bereits Nansen (1898) stellte fest, dass man offene Wasserstellen für die Navigation mit dem Schiff finden kann, indem man dunklere Unterseiten an Stratuswolken als Hinweis dafür sieht. Durch die niedrige Albedo vom offenen Wasser und dem somit schwächeren Reflexionsverhalten, sind auch die Unterseiten der Wolken dunkler als über Eis- und Schneeflächen. Auch Catchpole und Moodie (1971), Wendler (1972), Wiscombe (1975), Shine (1984), Wendler und Eaton (1990) und Pinto und Curry (1997) zeigten die Erhöhung der kurzwelligen Einstrahlung aufgrund der höheren Bodenalbido bei Auftreten von Bewölkung. Diese Erhöhung erfolgt wegen der Mehrfachreflexionen zwischen Atmosphäre (insbesondere den Wolken) und der Eis- bzw. Schneeoberfläche. Shine (1984) zeigte, dass bei Ignorieren der Mehrfachreflexionen die einfallende kurzwellige Strahlung in Modellen um 50 % unterschätzt wird.

Die Beziehung zwischen der Lufttemperatur und der Oberflächenalbedo ist wichtig, um die Eis-Albedo-Rückkopplung zu interpretieren. Solch eine Verbindung wird auch im Allgemeinen in Parametrisierungen für Klimamodelle angewendet. Sellers (1969), Ledley (1991) und Harvey (1988) hielten die Albedo für eine lineare Funktion in Abhängigkeit von der Temperatur. Während solch eine Beziehung die groben Unterschiede zwischen Eis und Wasser gut wiedergibt, ist dieser Zusammenhang zu einfach für die Arktis (Lindsay und Rothrock (1994), Curry et al. (1995)). Während des Sommers bleibt die Temperatur recht konstant, wobei die Albedo jedoch weiter sinkt. Im Winter gibt es größere Temperaturschwankungen mit den Variationen der langwelligen Gegenstrahlung, aber die Albedo bleibt konstant hoch. In den Übergangsjahreszeiten besteht eine proportionale Beziehung zwischen der Temperatur und der Albedo.

2.3 Wolken-Strahlungsantrieb

Ramanathan et al. (1989) definierte den langwelligen (C_{LW}) und den kurzwelligen (C_{SW}) Strahlungsantrieb als

$$C_{LW} = F(A_c) - F(0) \quad (2.1)$$

$$C_{SW} = Q(A_c) - Q(0), \quad (2.2)$$

wobei A_c der Bedeckungsgrad der Wolken und Q und F die kurz- und langwelligen Flüsse sind. Die Strahlungsflüsse sind hierbei als positiv nach unten gerichtet definiert. Die Werte des Wolkenantriebs sind negativ für Abkühlung und positiv für eine Erwärmung. Somit ergibt sich für den Nettoantrieb der Wolken, C , in der Summe als

$$C = C_{LW} + C_{SW} \quad (2.3)$$

Curry und Ebert (1992) berechneten mit einem eindimensionalen gekoppelten Atmosphären- und Meereismodell die Flüsse in der Arktis, was in Kapitel 5 auch im Rahmen dieser Arbeit durchgeführt wird. Die Ergebnisse der Wolken-Strahlungsantriebe bei 80° N sind

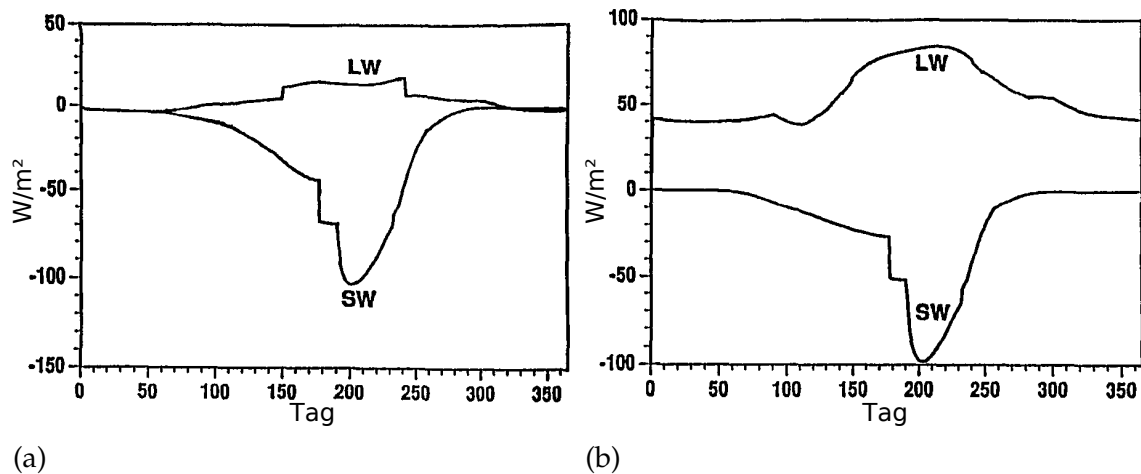


Abbildung 2.4: Wolken-Strahlungsantriebe für (a) den Oberrand der Atmosphäre und (b) die Oberfläche bei 80° N für die langwellige und die kurzwellige Strahlung.

in Abbildung 2.4 zu sehen.

Für den Wolken-Strahlungsantrieb bei der kurzwelligen Strahlung (C_{SW}) werden starke Schwankungen im Laufe des Jahres festgestellt, während es bei der langwelligen Strahlung (C_{LW}) nur kleinere Variationen gibt. Resultierend ergeben sich daraus starke Schwankungen des gesamten Wolken-Strahlungsantriebs. Am Oberrand der Atmosphäre ist der Wolken-Strahlungsantrieb (C) nur von Mitte September bis Mitte Oktober positiv. Im Winter sind die Werte nahezu Null und um die Zeit der Sommersonnenwende stark negativ. An der Oberfläche ist der Wolken-Strahlungsantrieb (C) für zwei Wochen zur Mitte des Sommers positiv. Das übrige Jahr haben Wolken einen Erwärmungseffekt auf die Oberfläche, was im Kontrast zu niedrigeren Breiten steht, wo Wolken allgemein eine abkühlende Wirkung haben. Dieser Unterschied gründet sich auf die fehlende Solarstrahlung während der Polarnacht und die hohe Albedo der Schnee- und Eisflächen.

2.4 Temperaturen, Feuchte und Niederschlag

Die oberflächennahen Lufttemperaturen in Barrow (Alaska) wurden von Maykut und Church (1973) analysiert. Dabei wurde das monatliche Minimum in den Jahren von 1931 bis 1966 im Februar mit einer Temperatur von -28 °C ermittelt. Die höchste Monatsmitteltemperatur konnte im Juli mit $3,9\text{ °C}$ festgehalten werden. Die niedrigste gemessene Temperatur in dem oben genannten Zeitraum betrug -49 °C und die höchste 25 °C . Der Jahresgang der Oberflächentemperaturen im Nordpolarmeer ist außerdem von Lindsay und Rothrock (1994) beschrieben worden. Key und Haeffliger (1992) stellten zudem eine Technik vor, um die Temperaturen mit zwei Infrarotkanälen vom AVHRR zu bestimmen. Nach diesen Untersuchungen liegen die Temperaturen in der zentralen Arktis zwischen -35 °C bis -40 °C im März und um $-1,5\text{ °C}$ im September. Dabei konnte eine schnelle Erwärmung im April und eine starke Abkühlung im September beobachtet werden.

Vor allem im Winter sind die Temperatur- und Feuchteprofile durch Inversionen gekennzeichnet. Kahl (1990) fand heraus, dass in Barrow etwa in der Hälfte der Zeit Inversionen auftreten. Dabei bewegt sich die mittlere Inversionsdicke zwischen 250 m im Herbst und 850 m im späten Winter. Die Temperaturdifferenz in der Inversion liegt zwischen 11 K im späten Winter und 2 K im frühen Herbst. Die mächtigste Inversion wurde im Winter über dem Packeis gefunden und hatte eine Dicke von 1200 m.

Der atmosphärische Wasserdampfgehalt bei 70° N wurde von Serreze et al. (1995a) dargestellt und als zonal und monatlich gemittelt ausfällbares Wasser von 2,9 mm im Februar und März bis 16,2 mm im Juli angegeben. Im Bereich von 80° bis 90° N ergeben sich Werte von 1,8 mm im Winter und als Maximum 12,5 mm im Juli. (Serreze et al. (1995b))

Curry et al. (1995) stellten eine Beziehung zwischen den monatlichen Oberflächentemperaturen T_s und dem ausfällbaren Wasser W auf. Es wurde dabei gezeigt, dass W mit der Temperatur T_s ansteigt, aber dennoch nicht dem Anstieg der Clausius-Clapeyron-Kurve folgt. Die Clausius-Clapeyron-Kurve wurde von Stephens (1990) für marine Polarregionen entwickelt und beschreibt die Beziehung zwischen Druck und Temperatur für die Phasenübergänge von Wasser. Bei Temperaturen zwischen 0 °C und 5 °C im Sommer gibt es einen steilen Anstieg von W , der damit erklärt wird, dass durch das schmelzende Meereis zusätzlich größere Mengen Feuchte in die Atmosphäre gelangen. Auch per Fernerkundung vom Satelliten können Temperatur- und Feuchteprofile erfasst werden. TRITOS-N ist ein operationeller Satellit, der Infrarot- und Mikrowellenstrahlung misst. Die Fehler in den Temperaturen bei bodennahen Inversionslagen sind aber mit einer Differenz von 10 bis 15 K sehr groß.

Kapitel 3

Expedition ARK-XXIV/3

Die Expedition ARK-XXIV/3 mit *FS Polarstern* (Abbildung 3.1) startete am 5. August 2009 in Reykjavik (Island). Das Zielgebiet war die Grönlandsee, in der sich das Forschungsschiff etwa sechs Wochen aufhielt, bevor es dann in Richtung Bremerhaven aufbrach, um dort am 25. September 2009 in den Hafen einzulaufen (Abbildung 3.2).

3.1 Fahrtroute und Synoptik

Zunächst nahm *Polarstern* ab dem 5. August von Island Kurs auf Grönland, während sie sich im Einfluss eines kräftigen Tiefdruckgebiets bei Island befand (Abbildung 3.3 (a)). Auf der Nordseite des Tiefs traten Windgeschwindigkeiten bis 14 m/s auf. Aufgrund der Wetterlage herrschte meist ein bedeckter Himmel mit Nebel. Am 9. und 10. August erreichte *Polarstern* den Kong-Oscar-Fjord im Südosten Grönlands. Mit Erreichen des küstennahen Gebiets gab es immer wieder Lücken in der Bewölkung sowie etwas Regen. Aber bereits am 11. August verließ *Polarstern* diese Region und kam erneut in neblige Umgebung. Sonnige Abschnitte konnten wieder ab dem 13. August beobachtet werden.



Abbildung 3.1: *Polarstern* bewegt sich in der eisfreien Grönlandsee.



Abbildung 3.2: Die Fahrtroute der FS Polarstern auf der Expeditionsfahrt ARK-XXIV/3.

Mitte August verließ *Polarstern* die Region rund um den Kong-Oscar-Fjord, um Kurs auf die Nordostküste Grönlands zu nehmen. Dabei wurde die Wetterlage durch schwache Luftdruckgegensätze dominiert. Für die Strahlungsmessungen spielte nun das vor-

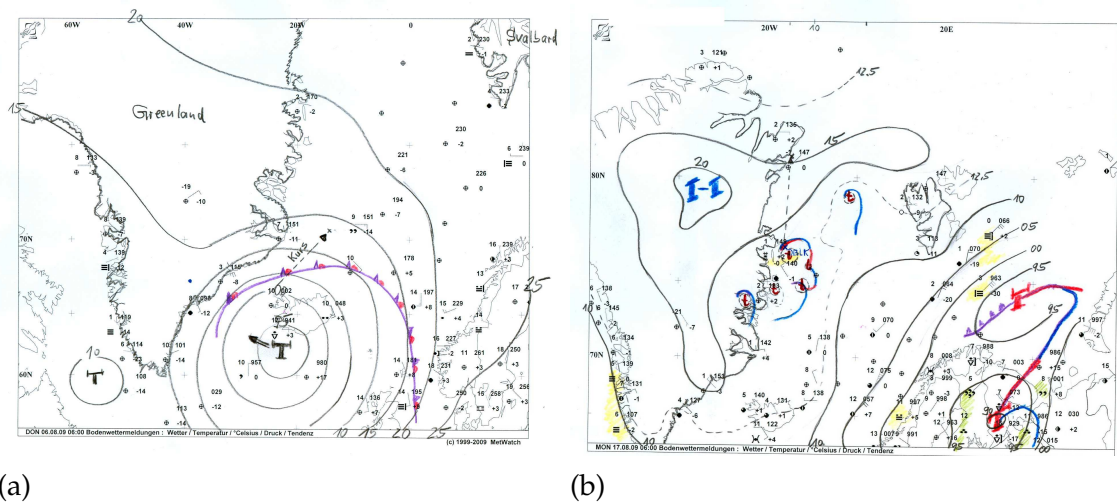


Abbildung 3.3: (a) Wetterlage am 06.08.2009 im Nordatlantik um 6 UTC: Sturmtief bei Island.
 (b) Wetterlage am 17.08.2009 im Nordatlantik um 6 UTC: Kleine Tiefs bilden sich bei Grönland.

handene Meereis eine wichtige Zusatzrolle. Auf der Fahrt nach Norden konnte beobachtet werden, dass sich durch Fallwinde vom kalten Grönlandfesteis über der relativ warmen Grönlandsee kleinräumige Tiefdruckgebiete bildeten (Abbildung 3.3 (b)), was lediglich mit Hilfe der Satellitenbilder festgestellt werden konnte. Die globalen Wettermodelle konnten diese kleinräumigen Prozesse, unter anderem aufgrund der geringen Datendichte, nicht auflösen. Bei der Suche nach einem möglichst unproblematischen Weg durch das Meereis, wurde die Brückenbesatzung durch zwei Helikopter an Bord unterstützt. Dazu war es während der Fahrt nach Norden überwiegend trocken.

Vom 20. August bis 7. September bewegte sich *Polarstern* in der nördlichen Grönlandsee zwischen Spitzbergen und Grönland. Dabei fanden wir in den östlichen Seegebieten offenes Wasser vor, während das Wasser nach Westen mit Meereis bedeckt war. Am 21. August näherte sich von Süden ein kräftiges Tiefdruckgebiet, das sich auf dem Weg nach Norden deutlich abschwächte. Dennoch sorgte es für etwas Regen. In Küstennähe herrschte überwiegend wolkenarmes Wetter, während wir über dem Wasser bzw. Meereis meist bedeckten Himmel oder sogar Nebel vorfanden. Zeitweise gab es etwas Sprühregen. Vom 24. bis 29. August befand sich die *Polarstern* wieder unter trockenem Hochdruckeinfluss, bevor sich dann am 30. August von Süden erneut ein Tiefdruckgebiet Spitzbergen näherte. Als das Tief mit stärkeren Winden die nördliche Grönlandsee fest im Griff hatte, herrschte bei der *Polarstern* im Djimphna Fjord freundliches und ruhiges Wetter (Abbildung 3.4). Der Djimphna Fjord wurde bisher - soweit bekannt - noch nie von einem Schiff vermessen. Diese Aufgabe übernahm *FS Polarstern* auf der Expedition ARK-XXIV/3 am 1. September.

Vom 2. bis 5. September führte unser Kurs wieder Richtung Spitzbergen, womit wir uns zwischen einem Hochdruckgebiet über Grönland und mehreren Tiefdruckgebieten bei

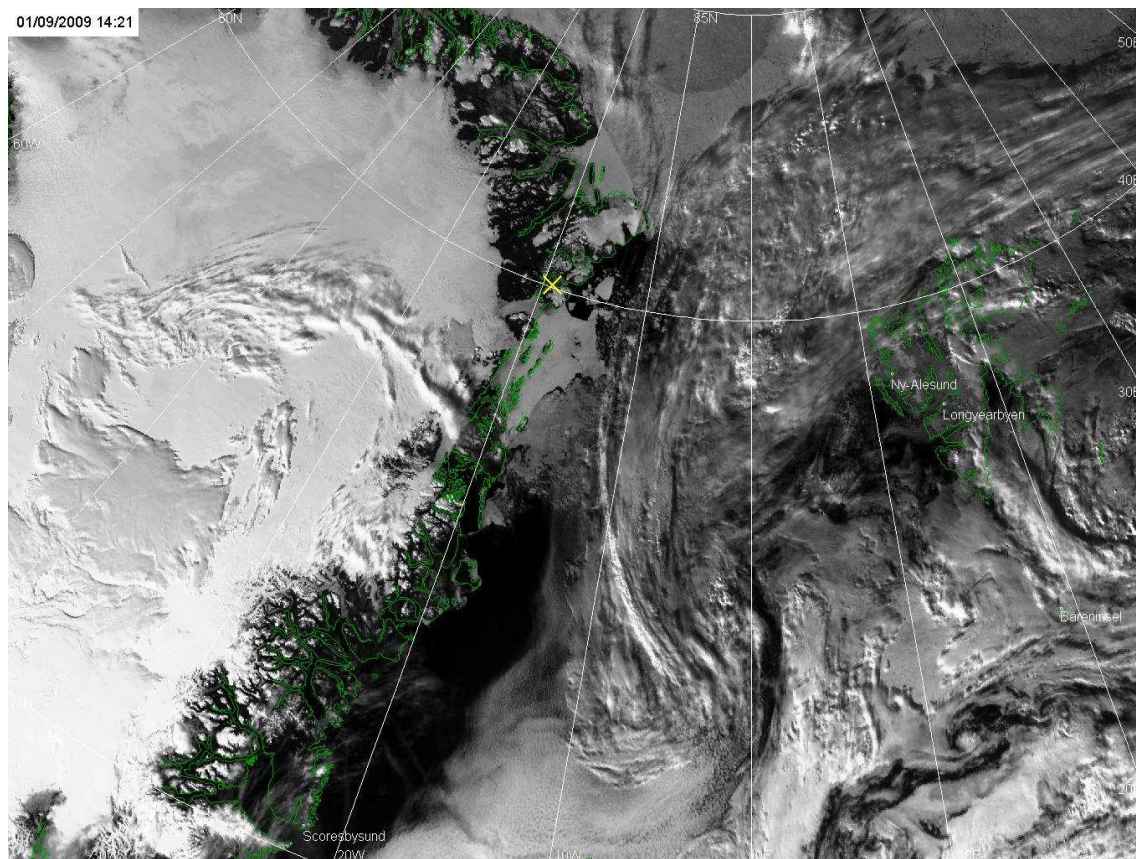


Abbildung 3.4: Satellitenbild vom 01.09.2009 um 14:21 UTC von NOAA. FS Polarstern (Markierung) befindet sich im Djimphna Fjord, während südöstlich eine kompakte Eisfläche auszumachen ist.

Skandinavien befanden. Das daraus resultierende Wetter wurde oftmals von tiefen Stratuswolken bestimmt, aber auch einige Lücken konnten immer wieder beobachtet werden. Dabei fiel am 2. September immer wieder etwas Schnee aus dicken tiefhängenden Wolken, sodass selbst zum Sonnenhöchststand nur eine relativ niedrige solare Einstrahlung gemessen werden konnte. Bis zum 7. September wurden verschiedene geophysikalische Untersuchungen in der Region durchgeführt, wozu das Wetter von kleinräumigen Tiefdruckgebieten beeinflusst wurde und so immer wieder viele Wolken das Himmelsbild dominierten. Weitere Niederschläge gab es allerdings nicht.

Ab dem 8. September nahm *Polarstern* Kurs auf den Kong-Oscar-Fjord. Die Rückfahrt wurde jedoch nicht durchs Meereis gewählt. Stattdessen fuhr *Polarstern* bei teils bedecktem Himmel aber auch zeitweiligem Sonnenschein durch offenes Meerwasser. Das Wetter wurde immer wieder von Tiefdruckgebieten beeinflusst, die die Fahrtroute der *Polarstern* kreuzten. Ihre Zugbahnen verliefen aufgrund eines blockierenden und recht stabilen Hochs über Nordwesteuropa vom Süden Grönlands nach Spitzbergen. So ging vom 8. bis 10. immer wieder etwas Regen nieder. Am 13. September gab es immer wieder

etwas Sprühregen, bevor am 14. und 15. dieser in Schneeregen und Schneefall überging. Zudem wurden am 15. September in den Morgenstunden Windgeschwindigkeiten bis 23 m/s gemessen. Während des Aufenthalts der *Polarstern* im Kong-Oscar-Fjord am 16. September herrschte Zwischenhocheinfluss mit sonnigem Wetter. Vom 17. bis 20. September geriet *Polarstern* wieder unter Tiefdruckeinfluss, während sie im Seegebiet zwischen Jan Mayen und Island navigierte. Das Wetter dazu war überwiegend stark bewölkt oder bedeckt, wozu vom 17. bis 19. September etwas Regen oder Sprühregen fiel.

Ab dem 21. machte sich *Polarstern* auf den Weg nach Bremerhaven. Dabei durchquerte sie von Island bis in die Nordsee ein Gebiet mit einem hohen Luftdruckgradienten. Zwischen einem kräftigen Tief bei Jan Mayen und dem weiterhin stabilen Hoch über Mitteleuropa wurden Windböen bis 20 m/s erreicht. Dazu war das Wetter wechselhaft mit Regenschauern.

3.2 Datenerfassung

Während der Expedition ARK-XXIV/3 von *FS Polarstern* wurden verschiedene Strahlungs- und Wolkenmessungen vorgenommen, die im Folgenden beschrieben werden.

3.2.1 Solare Einstrahlung

Die Erfassung der solaren Einstrahlung wurde auf einem Container des Peildecks mit Hilfe eines Pyranometers durchgeführt. Dafür wurde das Messgerät CM 4 der Firma *Kipp & Zonen* (Abb. 3.5 (a)) verwendet, das in einem Sichtfeld von 180° und in einem Wellenlängenbereich von 0,3 bis 3 μm die Strahlungsflussdichte misst. Die Strahlungsflussdichte wird aus der erhaltenen Spannung des Pyranometers mit Hilfe folgender Formel berechnet:

$$E_{\text{Solar}} = \frac{U_{\text{emf}}}{S} \quad \left[\frac{\text{W}}{\text{m}^2} \right] \quad (3.1)$$

Dabei ist U_{emf} die Ausgangsspannung in μV und S die Empfindlichkeit in $\frac{\mu\text{V}}{\text{W}/\text{m}^2}$.

Die Spannung ist folglich proportional zu der einfallenden Strahlung. Die Globalstrahlung, die sich aus der direkten Solarstrahlung und der diffusen Himmelsstrahlung zusammensetzt, fällt beim Pyranometer auf eine schwarzbeschichtete Thermosäule. Diese wandelt die Strahlung in Wärme um, welche wiederum in eine Spannung überführt wird. Diese ausgehende Spannung wurde von einer Messbox erfasst und digitalisiert an einen Laptop weitergegeben. Dort erfolgte alle zwei Sekunden eine Speicherung der Daten.

Generell unterscheiden sich Messungen auf See in vielen Punkten von Landmessungen. So sind bei der Erfassung der Globalstrahlung mehrere mögliche Fehlerquellen zu

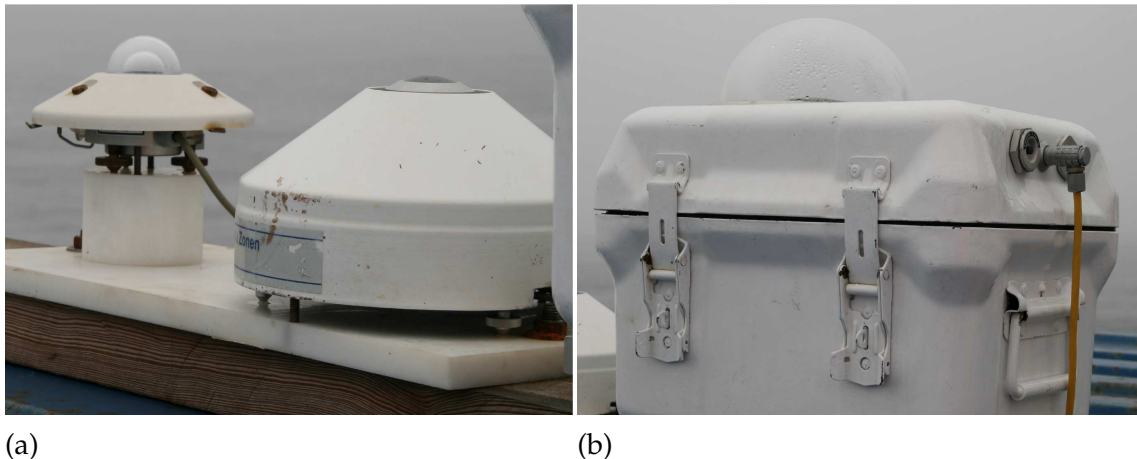


Abbildung 3.5: (a) Links ist das Pyranometer für die Messung der solaren Einstrahlung und rechts das Pyrgeometer für die langwellige Gegenstrahlung zu sehen. (b) Die Vollhimmelskamera fotografierte unter hellen Bedingungen alle 15 Sekunden im wetterfesten Gehäuse.

bedenken: Die korrekte Messung der solaren Einstrahlung benötigt rundum freie Sicht zum Horizont, die auf einem Schiff nur am höchsten Punkt gegeben ist, der allerdings meist für die Radaranlage reserviert ist. Deshalb ist mit Abschattungen je nach Kurs und Sonnenstand zu rechnen, die nur mit Hilfe eines Pyranometers jeweils auf Backbord- und Steuerbordseite verhindert werden können. Während der Expedition ARK-XXIV/3 wurde jedoch nur auf der Steuerbordseite der *FS Polarstern* gemessen. Selbst wenn auf der Back- und Steuerbordseite jeweils ein Pyranometer installiert ist, erhält man vor allem bei Sonnenschein durch Reflexion an den Schiffsaufbauten einen erhöhten Messwert und somit eine fehlerhafte Messung. Dies kann durch zwei Viertelraum-Pyranometer gelöst werden, die jeweils die Messung der Globalstrahlung auf der schiffsabgewandten Seite durchführen. Um die komplette kurzwellige Einstrahlung zu erhalten, müssen beide Messwerte zusammengeführt werden, womit man die Globalstrahlung für den Halbraum erhält. Ein weiterer Fehler ist das Verschmutzen der Glaskuppel des Pyranometers, welcher nur durch häufiges Reinigen minimiert werden kann. Durch eine oft hohe Salzkonzentration in der Luft, setzt sich schnell eine Salzkruste auf der Kuppel fest. Auch die waagerechte Ausrichtung des Messgerätes muss gewährleistet sein, was jedoch auf einem Schiff vor allem bei stärkerem Seegang nicht der Fall ist. Immerhin verschwindet dieser Fehler oft, wenn man ein gleitendes Mittel der solaren Einstrahlung betrachtet, da sich im Mittel die Schiffsbewegungen aufheben. Der Fehler ist bei niedrigen Sonnenständen und Windgeschwindigkeiten über 4 Beaufort allerdings nicht mehr vernachlässigbar (Sinitzyn und Alexandrova (2009)).

3.2.2 Langwellige Gegenstrahlung

Die Messung der langwelligen Gegenstrahlung wurde ebenfalls auf dem Container des Peildecks direkt neben der Messung der Globalstrahlung alle zwei Sekunden durchge-

führt. Zur Erfassung dieser Messgröße wurde ein Pyrgeometer ebenfalls der Firma *Kipp & Zonen* verwendet, das im Bereich von 4,5 bis 42 μm den oberen Halbraum abdeckt. Das CGR 3 (Kipp & Zonen (2010)) (Abb. 3.5 (a)) liefert eine Spannung, die proportional zu der Nettostrahlung im fernen Infrarotbereich ist. Damit man mit diesem Spannungswert die langwellige abwärts gerichtete Strahlung messen kann, befindet sich im Pyrgeometer ein Temperatursensor. Der vorhandene Strahlungsschutz verhindert ein zu starkes Erwärmen des Gehäuses und des Anschlusses, sodass damit die Genauigkeit der Messwerte erhöht wird. Zur Verhinderung von Stauwärme ist das Messgerät ebenfalls mit einem Lüfter ausgestattet. Außerdem enthält das CGR 3 ein spezielles Silikonfenster, das auf der Innenseite einen Filter besitzt, der die Solarstrahlung herausfiltert.

Die Fehlerquellen beim Pyrgeometer liegen vor allem bei der Verschmutzung der Glaskuppel durch Salzanhaftungen. Eis kann sich nicht am Pyrgeometer festsetzen, da es bei Eisbedingungen beheizt wird. Der Einfluss des Seegangs auf die Messwerte des Pyrgeometers ist vergleichbar mit dem beim Pyranometer. Der Fehler der Abschattung ist beim Pyrgeometer nicht in dem Maße gegeben, da mögliche Störfaktoren wie Schiffsaufbauten ständig den gleichen systematischen Fehler der Messungen verursachen.

3.2.3 Himmelskamera

Die Vollhimmelskamera besteht aus einer *Canon PowerShot*-Digitalkamera mit einem Weitwinkelobjektiv, die in einem wetterfesten Gehäuse untergebracht ist. Das gesamte System wurde am IFM-GEOMAR von Kalisch (2005) entwickelt (Abb. 3.5 (b)). Durch das Fischaugenobjektiv kann der gesamte Himmel im 180°-Bereich fotografiert werden. Ein Perl-Skript und eine Software von *Canon* lösen die Kamera unter hellen Bedingungen alle 15 Sekunden aus. Da in den hohen Breiten die Sonne zu dieser Jahreszeit nie untergeht, wurden dort kontinuierlich Fotos aufgenommen. Ansonsten wurden zwischen Sonnenauf- und Sonnenuntergang Vollhimmelbilder abgespeichert.

Ein Programm, das mit der Programmiersprache IDL entwickelt wurde, kann mit Hilfe der Fotos den Bedeckungsgrad des Himmels bestimmen (Kalisch (2005), Heinle (2009)). Dafür wird zu Beginn eine schwarze Maske über die Schiffsaufbauten und andere feste Störgegenstände gelegt, damit diese bei der Berechnung des Bedeckungsgrades nicht mit einfließen. Im Anschluss werden für jedes Pixel des JPEG-Fotos die Rot-, Grün- und Blauwerte (RGB) bestimmt. Anhand der Berechnung der Differenz von Rot- und Blauwerten eines Bildpixels, wird entschieden, ob es sich bei dem Punkt um einen bewölkten oder unbewölkten handelt. Der dabei verwendete Schwellwert wurde empirisch ermittelt. Vor allem bei sehr niedrigen Sonnenständen (zu Sonnenauf- und Sonnenuntergang) kann es hierbei durch rot gefärbten Himmel zu einer Fehlinterpretation kommen.

Nähere Informationen zu dem Verfahren der Auswertung der Vollhimmelskamera sind in den Diplomarbeiten von *John Kalisch* und *Anna Heinle* zu finden, wobei die Arbeiten von *Anna Heinle* auf die Bestimmung des Wolkentyps abzielten (Kalisch (2005), Heinle



Abbildung 3.6: Auf der Brücke wurde im Backbordbereich die Eiskamera installiert, die minütlich Fotos von der Meeresoberfläche aufnahm.

(2009) und Heinle et al. (2010)).

3.2.4 Eiskamera

Eine baugleiche *Canon PowerShot*-Digitalkamera wurde auf dem Fahrtabschnitt ARK-XXIV/3 auch auf der Schiffsbrücke eingesetzt, um in Richtung Bug die Meeresoberfläche im Minutentakt zu fotografieren. Diese Fotos wurden jedoch nur aufgenommen, während sich die *FS Polarstern* im Meereis befand. Mit Hilfe dieser Fotos kann die Meereisbedeckung und die Art des Eises manuell abgeschätzt werden. Diese Fotos sind vor allem für die manuellen Albedomessungen von großer Bedeutung, um einem Meereistypen den entsprechenden Albedowert zuzuordnen. Für die Eiskamera wurde die gleiche Software wie für die Himmelskamera verwendet. Eine automatische Auswertung der Fotos erfolgt nicht.

3.2.5 Albedomessung

Mit zwei breitbandigen Pyranometern, die jeweils einen Viertelraum erfassten, wurde auf der Back- und Steuerbordseite jeweils schiffsabgewandt die reflektierte Solarstrah-



Abbildung 3.7: Sowohl auf der Steuer- als auch auf der Backbordseite kam ein Pyranometer mit Viertelraumabdeckung zur Messung der Albedo zum Einsatz.

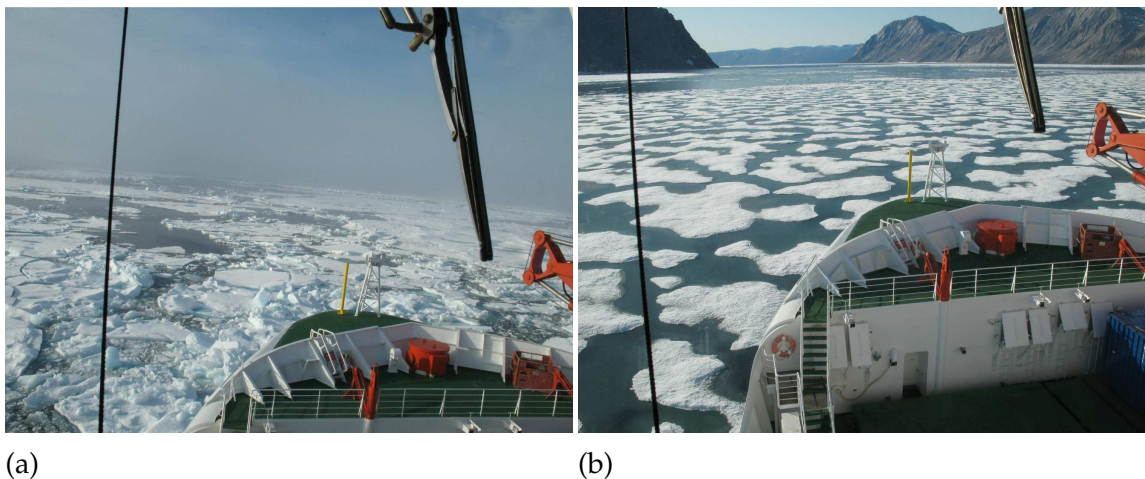


Abbildung 3.8: Messungen der Albedo wurden manuell durchgeführt. Der Eistyp auf Abb. (a) lieferte einen Wert von 0,53 und von (b) 0,37 als Albedo.

lung gemessen. Diese Messungen wurden manuell durchgeführt. Mit Hilfe der Pyranometerdaten der einfallenden Solarstrahlung konnte so die Albedo des Untergrundes bestimmt werden. Da 25 Albedomessungen allerdings eine recht geringe Anzahl sind und davon nur 19 im Eis stattfanden, dienen diese Daten lediglich als Vergleich für Albedowerte aus der Literatur. Somit steht keine durchgängige Messreihe zur Verfügung, die beispielsweise in eine Parametrisierung fließen kann.

3.2.6 Aerosolmessung

Bei wolkenlosem Himmel zwischen Schiff und Sonne wurden Aerosolmessungen durchgeführt. Aufgrund der nur wenigen wolkenfreien Tage während der gesamten Fahrt,



Abbildung 3.9: Mit dem Sonnenphotometer *Microtops II* wird bei fünf verschiedenen Wellenlängen die Solarstrahlung gemessen.



Abbildung 3.10: An 14 Tagen konnten auf der Expedition ARK-XXIV/3 Aerosolmessungen durchgeführt werden. © NASA AERONET

liegt ebenfalls nur eine geringe Anzahl von Messungen vor. An nur 14 Tagen konnte eine Aerosolmessung durchgeführt werden. Mit einem Sonnenphotometer *Microtops II* wurde die Sonne angepeilt und dann für fünf verschiedene Wellenlängen (340 nm, 440 nm, 675 nm, 870 nm und 936 nm) die optische Dicke bestimmt. Da bekannt ist, wie hoch die solare Einstrahlung am Oberrand der Atmosphäre ist, ist die Differenz zwischen dem gemessenen und dem für den Oberrand berechneten Wert die atmosphärische Dämpfung der solaren Einstrahlung. Aufgrund der verschiedenen Wellenlängen können so Aussagen über die Konzentration und Größe der Aerosole in der wolkenfreien Atmosphäre getroffen werden.

Eine Auswertung und Berücksichtigung der Aerosolkonzentration findet im Rahmen dieser Diplomarbeit nicht statt. Die Daten finden Verwendung im MAN (Maritime Aerosol Network) des AERONET-Projektes der NASA (NASA (2010)) und in der Diplomarbeit von *Alrun Tessendorf* (Tessendorf (2010)).

3.2.7 Borddaten

Weitere wichtige Daten für die Auswertung und Beurteilung der Strahlungsparametrisierungen werden von dem Bordsystem der *FS Polarstern* verwendet. Die schiffseigene Messanlage erfasst minütlich die Luft- und Wassertemperatur, die Luftfeuchte, die Windgeschwindigkeit und -richtung sowie die Globalstrahlung.

Kapitel 4

Strahlungsparametrisierungen

4.1 Parametrisierungen der solaren Einstrahlung

Die solare Einstrahlung ist einer der Flüsse der Energiebilanz. Damit die solare Einstrahlung mit Hilfe anderer Eingangsgrößen wiedergegeben kann, werden sogenannte Parametrisierungen benötigt. Durch Verwendung verschiedener Eingangsgrößen und unterschiedlicher Gewichtung, unterscheiden sich teilweise auch die Ausgangswerte der einzelnen Parametrisierungen. Der Strahlungstransport durch die Atmosphäre wird durch folgende Größen beeinflusst:

- Solarkonstante
- Einfallswinkel der solaren Einstrahlung
- Lufttemperatur
- Luftfeuchtigkeit
- Wolkenbedeckungsgrad
- Bodenalbedo
- Wolkenausdehnung und optische Dicke der Wolken
- Wolkengattungen in den verschiedenen Höhen
- Vertikalstruktur der Temperatur und Luftfeuchte
- Eigenschaften der Wolken (Wassergehalt, Einfachstreueralbedo und Tropfenradius)
- Aerosole

Da oftmals nicht alle der oben genannten Eingangsgrößen zur Verfügung stehen, greifen die Parametrisierungen lediglich auf einen Teil zurück.

Der Name *Solarkonstante* deutet auf einen konstanten Wert hin und beschreibt die solare Einstrahlung der Sonne pro Quadratmeter am Oberrand der Atmosphäre (TOA). Allerdings schwankt wegen der Exzentrizität der Erde um die Sonne die solare Einstrahlung am Oberrand der Atmosphäre während eines Jahres zwischen 1325 W/m^2 und 1420 W/m^2 . Und selbst der mittlere Wert unterliegt leichten Schwankungen, die beispielsweise durch den 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus verursacht werden. Da sich diese Schwankungen durch die Sonnenfleckenänderung aber im Bereich von weniger als 0,1 % bewegen, legte die WMO den mittleren Wert für die Solarkonstante auf 1367 W/m^2 fest.

Der Einfallswinkel der kurzwelligen Einstrahlung in der Arktis ist grundsätzlich sehr gering, spielt aber eine entscheidende Rolle für die räumliche und zeitliche Verteilung der Einstrahlung.

Die Lufttemperatur und die Luftfeuchtigkeit werden für gewöhnlich und laut Richtlinien der WMO strahlungsgeschützt in zwei Metern Höhe gemessen. Diese Messbedingungen können jedoch auf einem Schiff oft nicht eingehalten werden, so auch nicht auf *Polarstern*. Dort wurden diese Werte am Krähenneest in einer Höhe etwa 21 Metern über der Wasser- bzw. Eisfläche ermittelt.

Der Bedeckungsgrad der Wolken wird für gewöhnlich und nach Vorschrift der WMO in Achteln angegeben. Diese Einteilung ist für einen Beobachter einfacher vorzunehmen als in Zehnteln, wie es beispielsweise längere Zeit in den USA üblich war. Um den Bedeckungsgrad zu bestimmen, teilt der Beobachter den Himmel in acht gleich große Teile und ermittelt dann, wie viele von diesen Bereichen mit Wolken bedeckt sind. Außerdem hat sich dieses Verfahren durchgesetzt, da so der Bedeckungsgrad im Synopschlüssel nur eine Stelle benötigt. In den Parametrisierungen fließt der Bedeckungsgrad mit einer Zahl zwischen 0 und 1 ein. Dabei steht 0 für keine Bedeckung durch Wolken und 1 für die volle Bedeckung. Da während der Forschungsfahrt mit der *Polarstern* der Bedeckungsgrad durch den Wettertechniker an Bord lediglich alle drei Stunden tagsüber beobachtet wurde, wird als Eingangsgröße beim Bedeckungsgrad für die Parametrisierungen ein Algorithmus verwendet, der aus den Fotos der Himmelskamera den Bedeckungsgrad ermittelt. Dafür stehen zwei verschiedene Algorithmen zur Verfügung, die von *John Kalisch* und *Anna Heinle* entwickelt wurden (Kalisch (2005), Heinle (2009), Heinle et al. (2010)).

Eine der im folgenden beschriebenen Parametrisierungen verwendet zusätzlich die optische Dicke der Wolken und die Bodenalbedo. Beide Werte wurden als konstant angenommen und sind an klimatischen Bedingungen orientiert.

Als wichtigste Eingangsgrößen für eine Parametrisierung der solaren Einstrahlung kommen der Sonnenzenitwinkel θ , die Solarkonstante S_0 , der Bedeckungsgrad N , die optische Dicke τ und damit auch der Transmissionsfaktor T_W von Wolken zum Tragen.

Als Basis für die Berechnung der kurzwelligen Einstrahlung am Boden geht folgende Gleichung in die meisten Parametrisierungen ein:

$$Q_0 = S_0 \cos \theta \quad [\text{W/m}^2] \quad (4.1)$$

Mit Q_0 wird dabei die solare Einstrahlung am Oberrand der Atmosphäre beschrieben. Damit man die Einstrahlung am Boden erhält, muss im wolkenfreien Fall noch die Transmissivität T_f der Atmosphäre multipliziert werden.

$$Q_{SW} = S_0 \cos \theta \cdot T_f \quad [\text{W/m}^2] \quad (4.2)$$

Der Sonnenzenitwinkel θ ist definiert als der Winkel zwischen dem Lot und dem Stand der Sonne und wird mit folgender Formel berechnet (Liou (2002)):

$$\theta = \frac{360}{(2\pi) \cdot \arccos(\sin(2\pi \cdot \phi/360) \cdot \sin \delta + \cos(2\pi \cdot \phi/360) \cdot \cos \delta \cdot \cos h)} \quad , \quad (4.3)$$

mit ϕ als geografische Breite in $^\circ$, δ als Deklination und h als Stundenwinkel.

Die Deklination wird nach WMO - No. 8 (1996) näherungsweise folgendermaßen berechnet:

$$\delta = \arcsin(0,397748 \sin(x - 77,51^\circ + 1,92^\circ \sin x)) \quad (4.4)$$

Für x gilt:

$$x = 0,9856^\circ T - 2,72^\circ \quad , \quad (4.5)$$

wobei T der Tag im Julianischen Kalender ist.

Der Stundenwinkel h setzt sich aus folgender Formel zusammen (nach WMO - No. 8 (1996)):

$$h = \frac{2\pi (\text{WOZ} - 12 \cdot 3600 \text{ s})}{86400 \text{ s}} \quad , \quad (4.6)$$

mit WOZ als wahre Ortszeit des Standorts, welche von der geografischen Länge λ abhängt. Östlich des Nullmeridians in Greenwich ist λ positiv und westlich negativ.

$$\text{WOZ} = \text{MOZ} + Z \quad (4.7)$$

Pro 15 Längengraden ist die Zeitverschiebung eine Stunde:

$$\text{MOZ} = \text{UTC} + \lambda \cdot 4 \cdot 60 \text{ s} \quad , \quad (4.8)$$

mit UTC für die Weltzeit (Coordinated Universal Time).

Mit Hilfe der Gleichung 4.5 ergibt sich für die Zeitgleichung Z wieder nach WMO - No. 8 (1996):

$$Z = (-7,66 \sin x - 9,87 \sin(2x + 24,99^\circ + 3,83^\circ \sin x)) \cdot 60 \text{ s} \quad [\text{s}] \quad (4.9)$$

4.2 Kurzwellige Strahlung nach Zillman

Die von Zillman (1972) entwickelte Parametrisierung für die einfallende solare Strahlung verwendet den Sonnenzenitwinkel θ , die Solarkonstante S_0 und den Partialdruck des Wasserdampfes p_w . Sollten keine Feuchtedaten der bodennahen Atmosphäre vorliegen, müssen für diese grundsätzliche Annahmen getroffen werden. Dies geschieht mit Hilfe von Reduktionsfaktoren für die einfallende kurzwellige Strahlung.

Die Transmissivität der Atmosphäre setzt sich in der Parametrisierung von Zillman folgendermaßen zusammen:

$$T_f = T_0 z = \frac{\cos \theta}{(\cos \theta + 2,7) p_w 10^{-3} + 1,085 \cos \theta + 0,1} \quad , \quad (4.10)$$

mit p_w in hPa.

Parametrisierung nach Zillman für wolkenfreie Bedingungen

Damit ergibt sich für die kurzwellige Einstrahlung nach Zillman mit Hilfe der Gleichung 4.2:

$$Q_{SW\ z(0)} = Q_{SW} \cdot T_0 z = \frac{S_0 \cdot \cos^2 \theta}{(\cos \theta + 2,7) p_w 10^{-3} + 1,085 \cos \theta + 0,1} \quad (4.11)$$

Parametrisierung nach Zillman für verschiedene Bedeckungsgrade

Damit diese Parametrisierung auch für einen beliebigen Wolkenbedeckungsgrad angewendet werden kann, multipliziert man zu Gleichung 4.11 den sogenannten Reduktionsfaktor V_{wz} . Für den Reduktionsfaktor gibt es verschiedene Varianten. Nach Laevastu (1960) lautet er:

$$V_{wz} = 1,0 - 0,6N^3 \quad (4.12)$$

und nach Launiainen und Cheng (1998) in Anlehnung an Gleichung 4.25:

$$V_{wz} = 1,0 - 0,52N \quad , \quad (4.13)$$

mit $N \in [0, 1]$ jeweils als Gesamtbedeckungsgrad.

Durch Variieren des Vorfaktors und der Potenz von N verändert man den Einfluss des Bedeckungsgrads auf die solare Einstrahlung. Da im Eismodell von *Andreas Lehmann* der Vorfaktor allerdings 0,7 war und die Potenz 2, wurde im Rahmen dieser Diplomarbeit mit Hilfe der Daten der Ausfahrt ARK-XXIV/3 der *FS Polarstern* überprüft, welche

Kombination des Vorfaktors und der Potenz das realistischste Ergebnis liefern. Die Daten dieser Ausfahrt liefern dafür eine sinnvolle Referenz, da sie im Sommer erhoben wurden und typische Wolkentypen der Arktis zu beobachten waren.

Reduktionsfaktor

Der wolkenbedingte Reduktionsfaktor V_{wz} lautet allgemein:

$$V_{wz} = 1,0 - K \cdot N^P, \quad (4.14)$$

mit K als Vorfaktor und P als Potenz.

Die gemessene Summe der solaren Einstrahlung für die Expedition ARK-XXIV/3 betrug 93,50 kWh/m² und das quadratische Mittel (root mean square = RMS) 148,5 W/m². Um die bestmögliche Realisierung für den Reduktionsfaktor zu finden, wurde der Vorfaktor zwischen 0,5 und 0,9 variiert und die Potenz von 1 bis 4 durchlaufen. In der Tabelle 4.1 sind die Ergebnisse des Reduktionsfaktors für die verschiedenen Vorfaktoren und Potenzen zu finden.

Der geringste Fehler in der Summe und im quadratischen Mittel ergibt sich dabei mit der Kombination von 0,7 als Vorfaktor K und 3 als Potenz P. Diese Werte werden im Eismodell für die Parametrisierung später verwendet.

Damit ist der verwendete Transmissionskoeffizient für die Parametrisierung nach Zillman:

$$V_{wz} = 1,0 - 0,7 N^3 \quad (4.15)$$

Die Parametrisierung der solaren Einstrahlung nach Zillman für beliebige Bedeckungsgrade lautet:

$$Q_{swz}(N) = Q_{swz}(0) \cdot V_{wz} \quad (4.16)$$

Vorfaktor K	Potenz P	Messung $\sum SW$ [kWh/m ²]	Zillman $\sum SW$ [kWh/m ²]	Messung RMS [W/m ²]	Param. RMS [W/m ²]
0,5	1	93,50	106,93	148,5	153,3
0,5	2	93,50	114,00	148,5	164,2
0,5	3	93,50	117,87	148,5	169,9
0,5	4	93,50	120,44	148,5	173,7
0,6	1	93,50	93,36	148,5	136,0
0,6	2	93,50	101,84	148,5	149,7
0,6	3	93,50	106,49	148,5	156,8
0,6	4	93,50	109,57	148,5	161,3
0,7	1	93,50	79,79	148,5	120,0
0,7	2	93,50	89,68	148,5	136,7
0,7	3	93,50	95,11	148,5	145,2
0,7	4	93,50	98,71	148,5	150,5
0,8	1	93,50	66,22	148,5	105,9
0,8	2	93,50	77,53	148,5	125,7
0,8	3	93,50	83,73	148,5	135,5
0,8	4	93,50	87,84	148,5	141,6
0,9	1	93,50	52,65	148,5	94,6
0,9	2	93,50	65,37	148,5	117,2
0,9	3	93,50	72,35	148,5	128,1
0,9	4	93,50	76,97	148,5	134,9

Tabelle 4.1: Summe der solaren Einstrahlung und das quadratische Mittel in Abhängigkeit des Reduktionsfaktors.

4.3 Kurzweilige Strahlung nach Shine

Die Parametrisierung der solaren Einstrahlung nach Shine wurde speziell für die hohen Breiten entwickelt und berücksichtigt zusätzlich die Bodenalbedo und die optische Dicke der Wolken (Shine (1984)). Zudem berücksichtigt diese Parametrisierung die Mehrfachreflexionen zwischen dem Boden und der Wolkenunterseite, wodurch eine Strahlungserhöhung verursacht wird. Aufgrund der hohen Albedo in der Arktis kann dieser Effekt teilweise eine Strahlungserhöhung von 50 % bewirken.

Obwohl einige Handmessungen der Bodenalbedo durchgeführt wurden, stehen keine durchgängigen Messwerte für diesen Parameter zur Verfügung. Deshalb kann in dieser Parametrisierung nur ein Mittelwert angenommen werden, der auf 0,4 gesetzt wird. Die manuellen Messungen der Bodenalbedo bei einer Eisbedeckung von mehr als 50 % ergaben einen Mittelwert von 0,34. Bei vollständiger Eisbedeckung wurde jeweils eine Bodenalbedo von über 0,4 ermittelt. Der höchste ermittelte Wert betrug 0,53.

Die optische Dicke τ (Gleichung 4.17) dient als Maß für das Reflexions- und Transmissionsverhalten der Wolken und wird über den LWP (Liquid Water Path = Wassergehalt einer Luftsäule in g/m^2) und den effektiven Tropfenradius r_e berechnet:

$$\tau = \frac{3}{2} \text{LWP}/r_e \quad (4.17)$$

Da weder der LWP noch r_e von der Fahrt mit *FS Polarstern* bekannt sind, muss auch für die optische Dicke τ eine typische Größe gewählt werden. Aus dem ISCCP D2 Datensatz (Rossow und Zhang (1995)) wurde als typischer Wert für arktische Sommerwolken eine optische Dicke von $\tau = 15$ angenommen. An vollständig bedeckten Tagen konnte jedoch eine starke Schwankung der solaren Einstrahlung festgestellt werden konnte, was eine ebenfalls große Schwankung der optische Dicke τ bedeutet. Somit ist die Verwendung einer konstanten optischen Dicke der Wolken fehlerbehaftet.

Parametrisierung nach Shine für wolkenfreie Bedingungen

Die Parametrisierung für die solare Einstrahlung nach Shine basiert auf der Gleichung von Zillman. Diese wurde jedoch wegen einer Unterschätzung der kurzwelligen Strahlung um etwa 20 W/m^2 (Shine (1984)) verändert, woraus folgende Gleichung resultiert:

$$Q_{\text{sw } s(0)} = Q_{\text{sw}} \cdot T_{0s} = \frac{S_0 \cos^2 \theta}{(1,2 \cos \theta) + (1,0 + \cos \theta)10^{-3} p_w + 0,0455} \quad (4.18)$$

mit dem modifizierten Transmissionskoeffizient von Zillman:

$$T_{0s} = \frac{\cos \theta}{(1,2 \cos \theta) + (1,0 + \cos \theta)10^{-3} p_w + 0,0455} \quad (4.19)$$

Parametrisierung nach Shine für vollständig bedeckten Himmel

Anders als Zillman wählte Shine keinen Reduktionsfaktor um den Einfluss der Wolken auf die solare Einstrahlung in der Parametrisierung zu berücksichtigen. Stattdessen entwickelte Shine eine Strahlungsparametrisierung für einen vollständig bedeckten Himmel (Gleichung 4.20). Dabei werden die optische Dicke der Wolken τ und die Albedo des Untergrundes α_u berücksichtigt:

$$Q_{\text{sw } s(1)} = \frac{(53,5 + 1274,5 \cos \theta) \sqrt{\cos \theta}}{1,0 + 0,139 \cdot (1,0 - 0,9345 \alpha_u) \tau} \quad (4.20)$$

Parametrisierung nach Shine für verschiedene Bedeckungsgrade

Um nun die solare Einstrahlung für verschiedene Bedeckungsgrade zu erhalten, werden die Parametrisierungen für den wolkenlosen (Gleichung 4.18) und den bedeckten Fall (Gleichung 4.20) mit dem Bedeckungsgrad gewichtet kombiniert. Somit erhält man die Einstrahlung als lineare Funktion des Bedeckungsgrades N mit:

$$Q_{SW\ s}(N) = (1,0 - N) \cdot Q_{SW\ s}(0) + N \cdot Q_{SW\ s}(1) \quad (4.21)$$

Der Reduktionsfaktor nach Shine (V_{ws}) ergibt sich aus der Division der Gleichung 4.21 mit 4.18:

$$V_{ws} = \frac{Q_{SW\ s}(N)}{Q_{SW\ s}(0)} = (1,0 - N) + N \cdot \frac{Q_{SW\ s}(1)}{Q_{SW\ s}(0)} \quad (4.22)$$

4.4 Kurzwellige Strahlung nach Bennett

Die von Bennett entwickelte Parametrisierung für die solare Einstrahlung (Gleichung 4.24) wurde bereits in einem Meereismodell verwendet (Bennett (1982)). Auch diese Parametrisierung besteht aus einem Teil, der den wolkenfreien Fall berechnet, und einem, der einen linearen Zusammenhang zwischen solarer Einstrahlung und des Bedeckungsgrades herstellt.

Parametrisierung nach Bennett für wolkenfreie Bedingungen

Wie auch bei den beiden vorher beschriebenen Parametrisierungen für die kurzwellige Einstrahlung, basiert die Parametrisierung von Bennett auf der Berechnung der Einstrahlung am Oberrand der Atmosphäre (TOA), welche um einen Transmissionsfaktor T_{0B} reduziert wird. Dieser ist bei der Parametrisierung von Bennett konstant und beträgt 0,72.

$$Q_{SW\ B} = T_{0B} \cdot Q_0 = S_0 \cdot \cos \theta \quad (4.23)$$

Parametrisierung nach Bennett für verschiedene Bedeckungsgrade

Die Parametrisierung für verschiedene Bedeckungsgrade $Q_{SW\ B}(N)$ erhält man durch Multiplikation des Reduktionsfaktors V_{wb} mit der Parametrisierung für den wolkenlosen Fall:

$$Q_{SW\ B}(N) = Q_{SW\ B}(0) \cdot V_{wb} = Q_{SW\ B}(0) \cdot (1,0 - 0,52 N) \quad (4.24)$$

Der Reduktionsfaktor nach Bennett lautet:

$$V_{wb} = 1,0 - 0,52 N \quad (4.25)$$

Der Faktor 0,52 entspricht der Albedo einer kompletten Bewölkung am Oberrand der Atmosphäre. Somit wird beim Reduktionsfaktor ein einfacher linearer Zusammenhang zwischen dem Bedeckungsgrad und der solaren Einstrahlung hergestellt. Der an den Wolken reflektierte Teil wird von der Einstrahlung unter wolkenlosen Bedingungen subtrahiert und zwar entsprechend des Bedeckungsgrades.

4.5 Kurzwellige Strahlung nach Shine/Bennett

Eine weitere Parametrisierung der kurzwelligen Einstrahlung ist eine Erweiterung der Version von Shine unter Berücksichtigung der Parametrisierung von Bennett.

Parametrisierung nach Shine/Bennett für verschiedene Bedeckungsgrade

Der Reduktionsfaktor V_{wb} (Gleichung 4.25) ist von der Parametrisierung von Bennett und der Transmissionsfaktor T_{0B} (Gleichung 4.19) von der Parametrisierung von Shine. Durch Multiplikation der beiden Faktoren mit der Einstrahlung am Oberrand der Atmosphäre resultiert die Strahlungsparametrisierung nach Shine/Bennett $Q_{SWBS}(N)$ für beliebige Bedeckungsgrade:

$$Q_{SWBS}(N) = V_{wb} \cdot T_{0B} \cdot Q_0 = \frac{(1,0 - 0,52 N) \cdot S_0 \cos^2 \theta}{(1,2 \cos \theta) + (1,0 + \cos \theta) 10^{-3} p_w + 0,0455} \quad (4.26)$$

4.6 Anwendung der Parametrisierungen der kurzwelligen Einstrahlung am Boden

In dem eindimensionalen Eismodell von *Andreas Lehmann* wird eine Parametrisierung für die kurzwellige Einstrahlung am Boden benötigt. Deshalb soll in diesem Abschnitt eine Parametrisierung gefunden werden, die die solare Einstrahlung in der Arktis am besten reproduziert. Dafür werden alle Parametrisierungen auf die Daten der Ausfahrt ARK-XXIV/3 angewendet.

Um zu untersuchen, wie die einzelnen Parametrisierungen auf die unterschiedlichen atmosphärischen Bedingungen reagieren, werden einige Tage der Forschungsfahrt ARK-XXIV/3 ausgewählt, die unterschiedliche Strahlungsbedingungen erfüllen. Die Messdaten werden minütlich gemittelt.

10.08.2009: Wechselnde Bewölkung

Am 10.08.2009 gab es nach einem bedeckten Tagesbeginn wechselnde Bewölkung und damit auch Strahlungserhöhungen durch den sogenannten „broken cloud effect“. Beim „broken cloud effect“ kommt es zu Strahlungserhöhungen, da neben der direkten Sonneneinstrahlung zusätzlich ein hoher diffuser Teil durch die Reflexion an den Wolken rund um die Sonne zum Boden gelangen kann. Diese Strahlungserhöhungen dauern in der Regel maximal wenige Minuten an (Schade (2005), Schade et al. (2007), Mohr (2009)). Der Tagesverlauf der solaren Einstrahlung und die verschiedenen Parametrisierungen sind in Abbildung 4.1 zu sehen. In der Legende sind ebenfalls die Summen der solaren Strahlungsflussdichte dargestellt. Daraus wird deutlich, dass die Parametrisierung von Bennett in der Summe mit $3,3 \text{ kWh/m}^2$ am besten mit der Messung (ebenfalls $3,3 \text{ kWh/m}^2$) übereinstimmt. Allerdings ist der Tagesgang der solaren Einstrahlung am

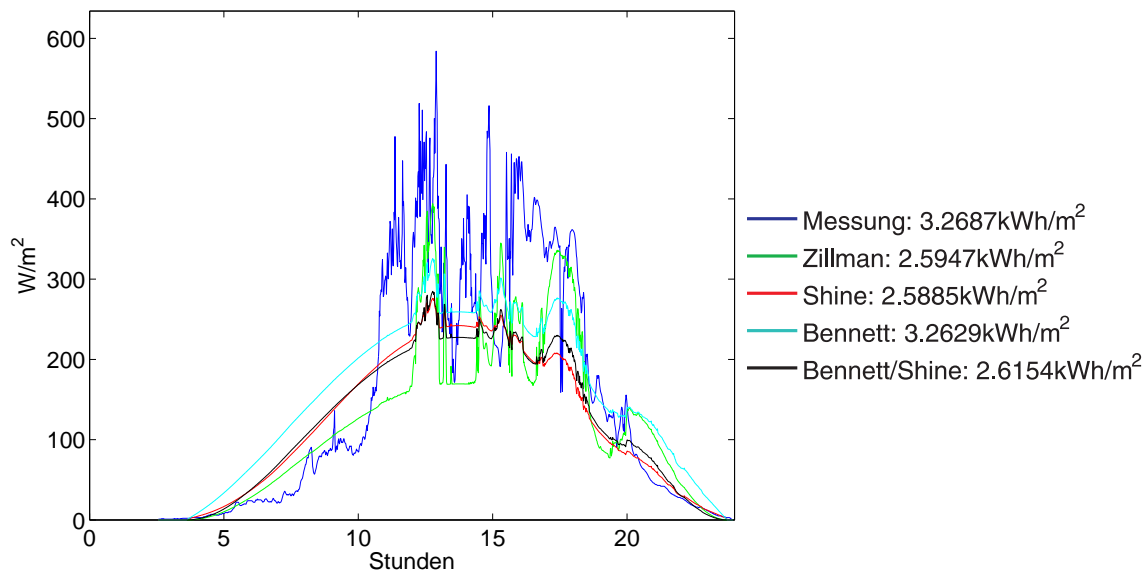


Abbildung 4.1: 10.08.2009: Die Messung der solaren Einstrahlung und die verschiedenen Strahlungsparametrisierungen mit den Tagessummen in der Legende.

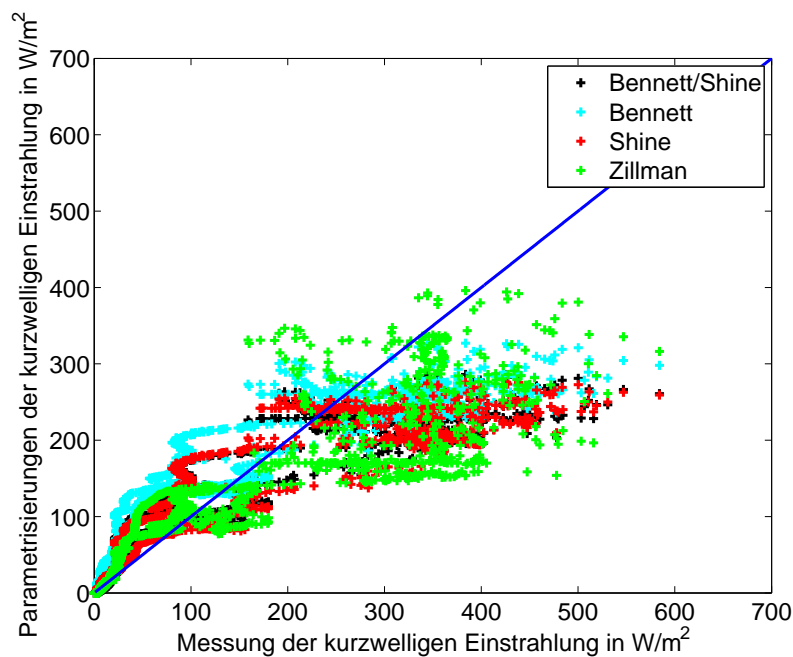


Abbildung 4.2: 10.08.2009: Kurzwellige Strahlungsparametrisierungen gegen die Messung der solaren Einstrahlung aufgetragen.

Boden durch diese Parametrisierung über längere Zeit des Tages nicht am besten wiedergegeben. In Abbildung 4.2 sind die Ergebnisse der verschiedenen kurzwelligen Strahlungsparametrisierungen gegen die Messung der solaren Einstrahlung aufgetragen. Dabei wird deutlich, dass alle Parametrisierungen bis 200 W/m^2 solarer Einstrahlung die Messung überschätzen. Über 200 W/m^2 wurde die kurzwellige Strahlung von den Pa-

parametrisierungen eher unterschätzt. Strahlungserhöhungen können grundsätzlich durch die Parametrisierungen nicht erfasst werden. Wenn bei einem hohen Bedeckungsgrad direkte Sonneneinstrahlung den Boden erreicht, werden die Strahlungserhöhungen registriert. Da die Parametrisierungen allerdings neben dem Sonnenstand nur vom Bedeckungsgrad abhängen, kann diese Strahlungserhöhung von ihnen nicht wiedergegeben werden.

Die Korrelation der Parametrisierung mit den Messdaten und der Fehler im quadratischen Mittel ist der Tabelle 4.2 zu entnehmen. Alle Parametrisierungen zeigen mit Korrelationswerten von 0,87 bis 0,90 hohe Übereinstimmungen mit der Messung. Der Fehler im quadratischen Mittel (RMSE) ist bei der Parametrisierung von Shine mit 31,3 W/m² am kleinsten.

Parametrisierung	Korrelation	RMSE [W/m ²]
Zillman	0,87	55,1
Bennett	0,90	62,3
Shine	0,89	31,3
Bennett/Shine	0,90	60,9

Tabelle 4.2: 10.08.2009: Korrelation und RMSE der einzelnen Strahlungsparametrisierungen mit der Messung.

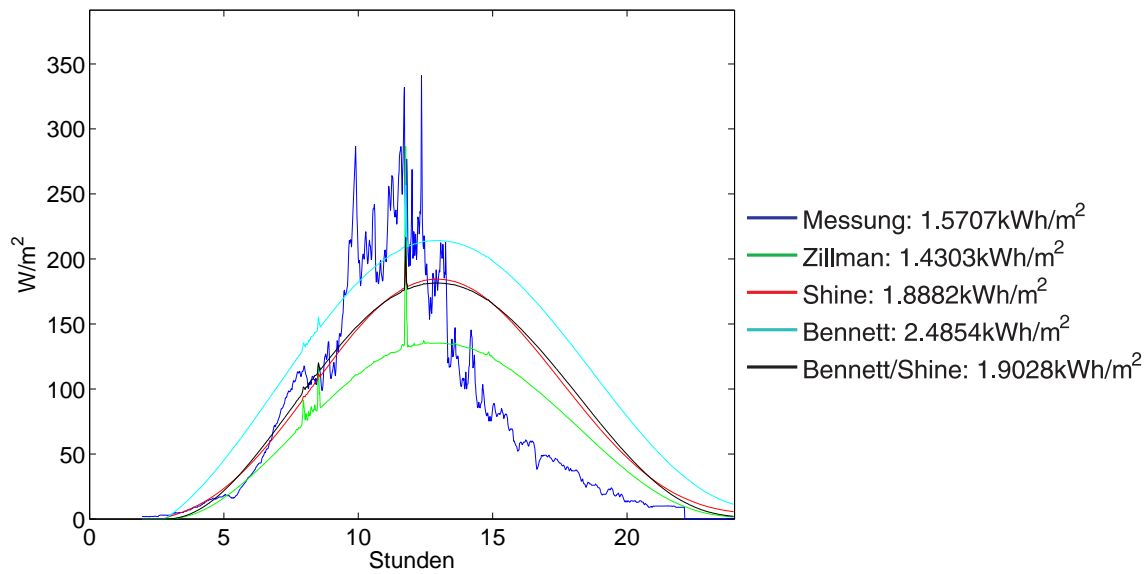


Abbildung 4.3: 17.08.2009: Die Messung der solaren Einstrahlung und die verschiedenen Strahlungsparametrisierungen mit den Tagessummen in der Legende.

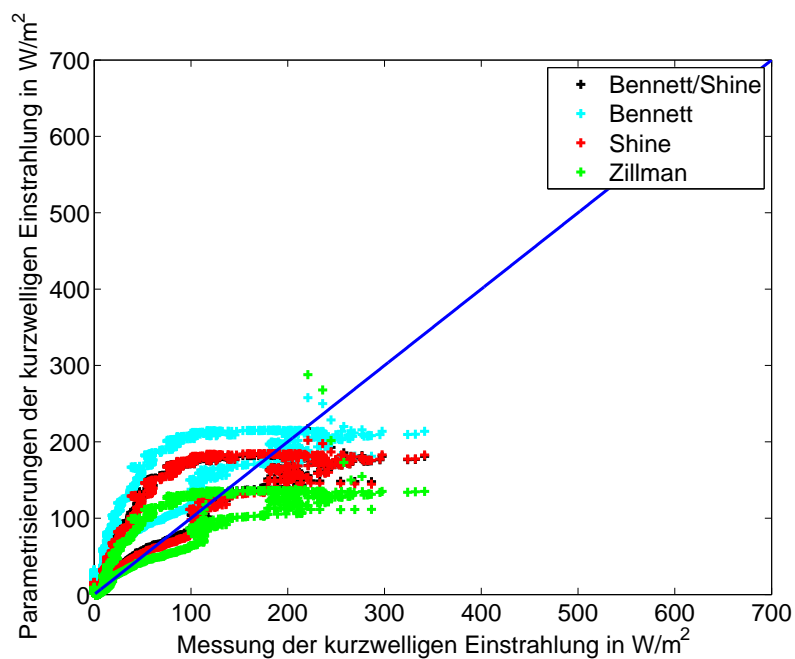


Abbildung 4.4: 17.08.2009: Kurzwellige Strahlungsparametrisierungen gegen die Messung der solaren Einstrahlung aufgetragen.

17.08.2009: Komplett bewölkter Tag

Der Himmel war am 17. August durchgängig bedeckt. Allerdings variierte die optische Dicke der Wolken im Laufe des Tages, was an der schwankenden solaren Einstrahlung

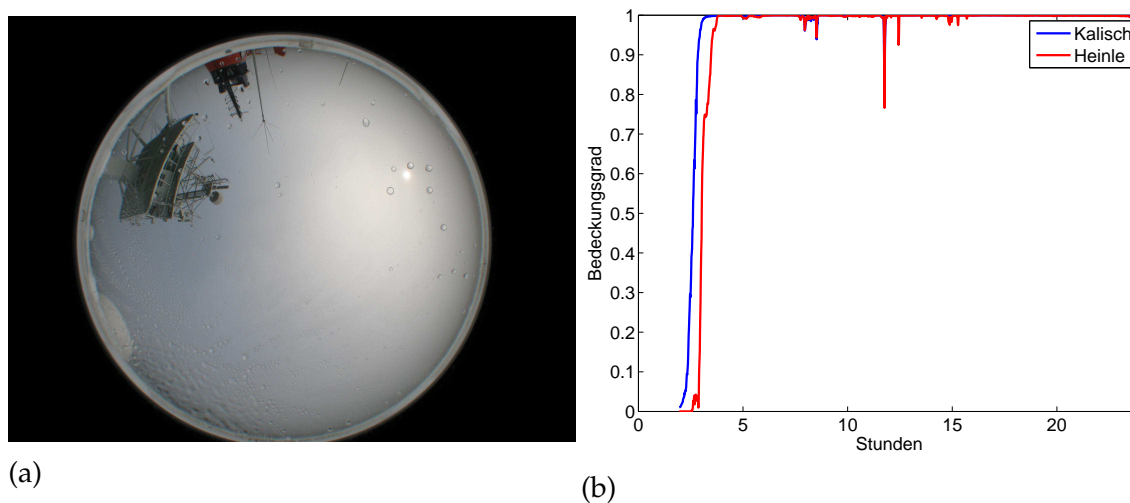


Abbildung 4.5: (a) 17.08.2009; 11:14 Uhr: Die Sonne scheint durch „Stratus translucidus“, während 314 W/m^2 solare Einstrahlung gemessen werden. (b) zeigt den aus den Fotos der Himmelskamera ermittelten Bedeckungsgrad nach Algorithmen von Kalisch und Heinle am 17.08.2009.

am Boden auszumachen ist. Da die Parametrisierungen der solaren Einstrahlung neben dem Sonnenstand fast ausschließlich vom Bedeckungsgrad abhängen, können die Schwankungen der Wolkendicke von ihnen nicht wiedergegeben werden. In den Mittagsstunden war die vorherrschende Wolkenart „Stratus translucidus“, sodass man sogar die Sonne erkennen konnte (Abbildung 4.5 (a)). Die Messwerte der solaren Einstrahlung erreichten in dieser Zeit bis zu $341,4 \text{ W/m}^2$, während die Parametrisierungen deutlich niedrigere Werte lieferten (Abbildung 4.3). Immerhin ergab die Parametrisierung von Zillman bis zu $287,9 \text{ W/m}^2$ solare Einstrahlung. In der zweiten Tageshälfte überschätzen alle Parametrisierungen die kurzwellige Einstrahlung. Grundsätzlich überschätzten die Parametrisierungen die solare Einstrahlung bei niedrigen Messwerten und unterschätzten sie bei höherer solarer Einstrahlung (Abbildung 4.4).

Parametrisierung	Korrelation	RMSE [W/m^2]
Zillman	0,82	21,7
Bennett	0,83	3,7
Shine	0,81	31,5
Bennett/Shine	0,82	5,1

Tabelle 4.3: 17.08.2009: Korrelation und RMSE der einzelnen Strahlungsparametrisierungen mit der Messung auf „FS Polarstern“.

Der Legende von Abbildung 4.3 kann man die Summe der solaren Strahlung für die einzelnen Parametrisierungen entnehmen. Daraus geht hervor, dass die Parametrisierung von Zillman mit einer Tagessumme von $1,4 \text{ kWh/m}^2$ am ehesten mit der Messung (Ta-

gessumme: $1,6 \text{ kWh/m}^2$) übereinstimmt. Dahingegen erreicht die Parametrisierung von Bennett mit $3,7 \text{ W/m}^2$ die kleinste Abweichung im quadratischen Mittel, folgt also dem Tagesverlauf der Einstrahlung besser. Die Korrelationen zwischen parametrisierter und beobachteter solarer Strahlungsflussdichte unterscheiden sich bei den einzelnen Parametrisierungen kaum und liegen zwischen 0,81 und 0,83 (Tabelle 4.3).

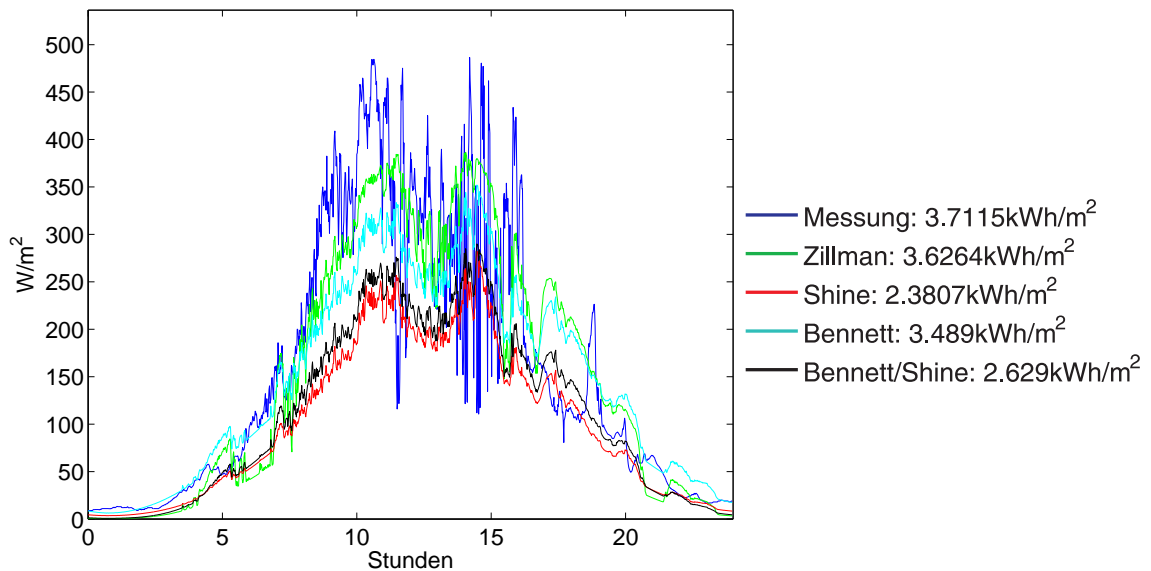


Abbildung 4.6: 18.08.2009: Die Messung der solaren Einstrahlung und die verschiedenen Strahlungsparametrisierungen mit den Tagessummen in der Legende.

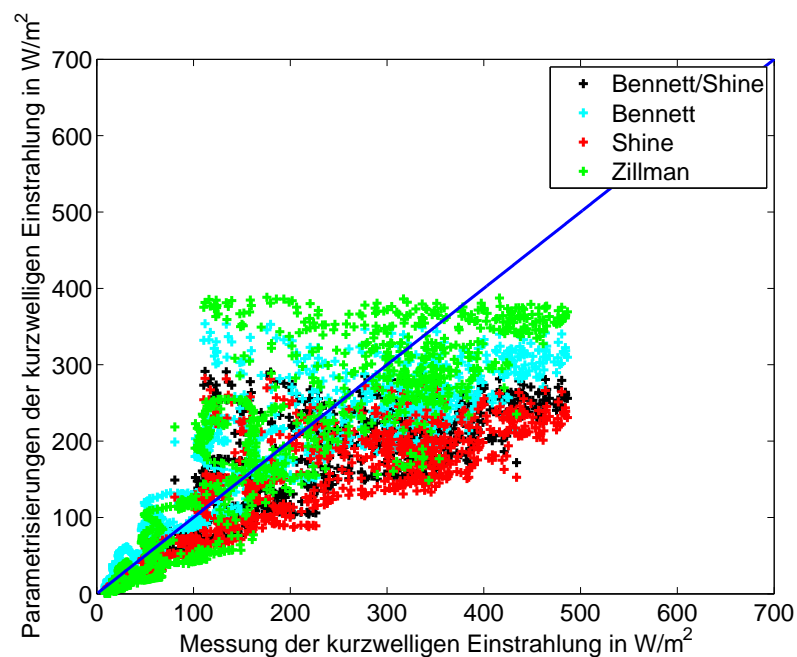


Abbildung 4.7: 18.08.2009: Kurzwellige Strahlungsparametrisierungen gegen die Messung der solaren Einstrahlung aufgetragen.

18.08.2009: Ein wechselnd bewölkt Tag

Der 18. August brachte, wie auch schon der 10. August, wechselnde Bewölkungszustände, die immer wieder für Strahlungserhöhungen sorgten, was in Abbildung 4.8 deutlich

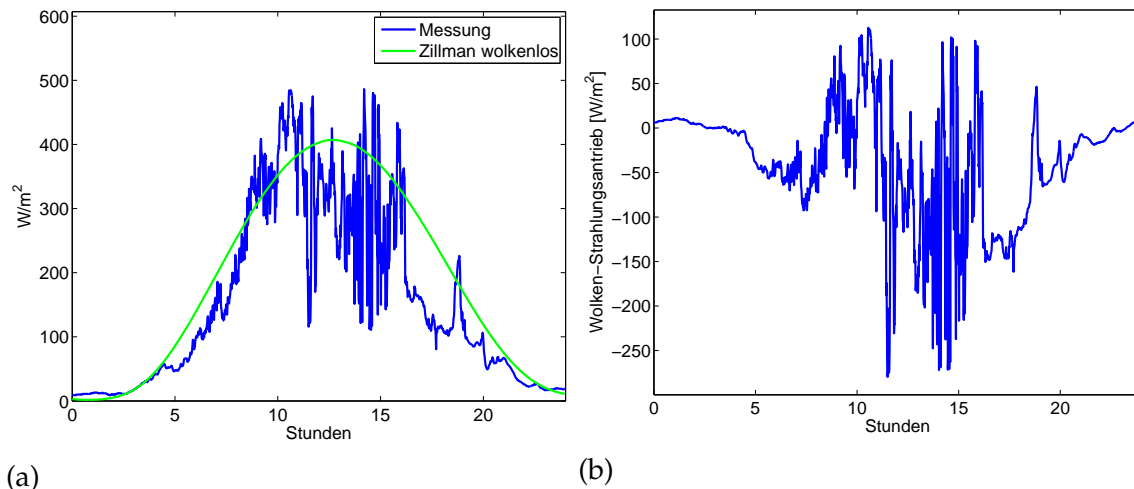


Abbildung 4.8: 18.08.2009: (a) Messung der solaren Einstrahlung mit der Parametrisierung von Zillman für den wolkenlosen Fall. (b) Effekt der Wolken auf die solare Einstrahlung. Strahlungserhöhungen stehen in Verbindung mit den positiven Werten.

wird. Der Wolken-Strahlungsantrieb ist die Differenz der gemessenen solaren Einstrahlung am Boden mit der parametrisierten Globalstrahlung für den wolkenfreien Himmel. Als Parametrisierung für die wolkenlosen Bedingungen wird die Parametrisierung nach Zillman (1972) ohne den wolkenbedingten Reduktionsfaktor verwendet. Die Tauglichkeit der Parametrisierung nach Zillman für „clear sky“-Bedingungen ist von Tessendorf (2010) analysiert worden. Der Wolken-Strahlungsantrieb ist negativ, wenn durch vorhandene Wolken die solare Einstrahlung niedriger als bei wolkenfreiem Himmel ist. Positiv ist der Antrieb, wenn die Einstrahlung mit Wolken höher ist. Dabei traten zwischen 10 und 12 Uhr sogar Strahlungserhöhungen von über 100 W/m^2 solarer Einstrahlung gegenüber einem wolkenlosen Himmel auf. Auch anhand dieses Tages wird deutlich, dass die Parametrisierungen die schnellen Schwankungen in der solaren Einstrahlung bei durchbrochener Bedeckung nicht wiedergeben können (Abbildung 4.6).

Der Abbildung 4.7 kann man entnehmen, dass die Parametrisierungen dazu neigen im höheren Strahlungsbereich die solare Einstrahlung zu unterschätzen. Außerdem wird in diesem Bereich die Streuung wesentlich größer.

In der Summe der kurzwelligen Einstrahlung erzielt die Parametrisierung von Zillman mit $3,6 \text{ kWh/m}^2$ erneut die höchste Übereinstimmung (Tagessumme der Messung: $3,7 \text{ kWh/m}^2$). Die Korrelationen zwischen parametrisierter und beobachteter solarer Strahlungsflussdichte sind mit Werten von 0,88 und 0,89 wieder bei allen Parametrisierungen hoch. Die Abweichung beim quadratischen Mittel ist bei Zillman mit $6,0 \text{ W/m}^2$ am geringsten (Tabelle 4.4).

Parametrisierung	Korrelation	RMSE [W/m^2]
Zillman	0,88	6,0
Bennett	0,89	79,4
Shine	0,88	27,6
Bennett/Shine	0,89	64,5

Tabelle 4.4: 18.08.2009: Korrelation und RMSE der einzelnen Strahlungsparametrisierungen mit der Messung.

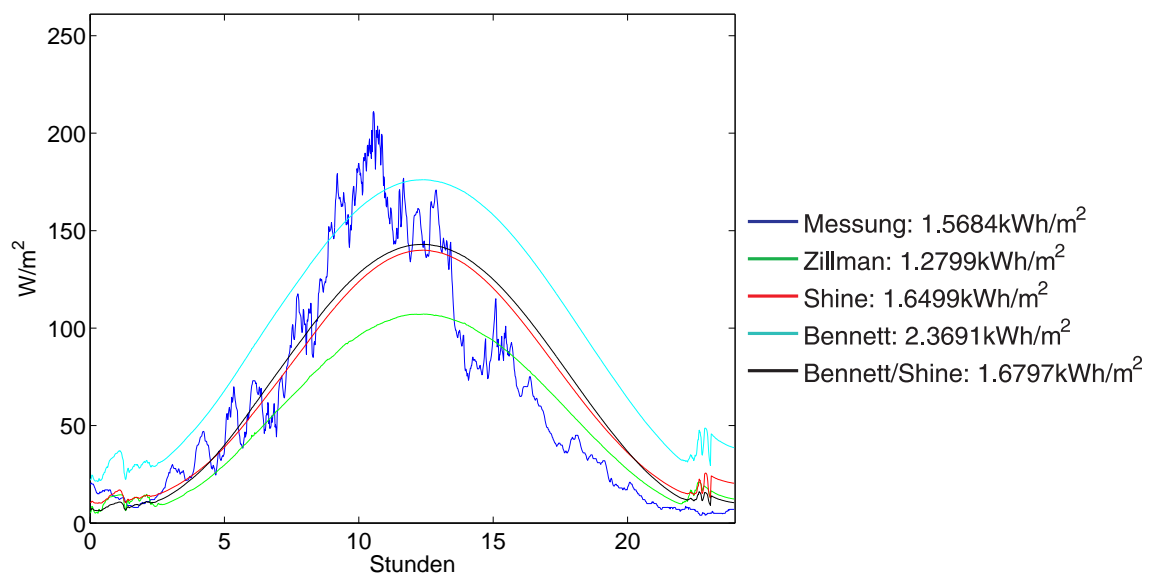


Abbildung 4.9: 21.08.2009: Die Messung der solaren Einstrahlung und die verschiedenen Strahlungsparametrisierungen mit den Tagessummen in der Legende.

21.08.2009: Ein vollständig bedeckter Tag

Überwiegend tiefer Stratus bestimmt das Wolkenbild der Arktis, deshalb sollten die Parametrisierungen die bedeckten Tage besonders gut wiedergeben. Am 21. August war es durchgängig bedeckt. Dabei waren die Wolken nie durchscheinend. Dennoch konnten deutliche Schwankungen der solaren Einstrahlung gemessen werden (Abbildung 4.9). Vor allem in den späten Vormittags- und Mittagsstunden unterschätzten die Parametrisierungen die Solarstrahlung. Am Nachmittag wurde sie jedoch zumeist überschätzt. Wie bereits am 17. August zeigt Abbildung 4.10 eine leichte Überschätzung der solaren Einstrahlung bei niedrigeren Messwerten und eine Unterschätzung im höheren Messwertebereich. Durchgängig die höchsten Werte errechnete die Parametrisierung von Bennett (Tagessumme: 2,7 kWh/m²), während die von Zillman (Tagessumme: 1,3 kWh/m²) am niedrigsten waren. Die Messung ergab eine Tagessumme von 1,6 kWh/m². Die Parametrisierungen von Shine (Tagessumme: 1,7 kWh/m²) und Bennett/Shine (Tagessumme: 1,7 kWh/m²) lieferten somit das beste Resultat.

Dieses Ergebnis spiegelt sich auch im Fehler des quadratischen Mittels in Tabelle 4.5 wi-

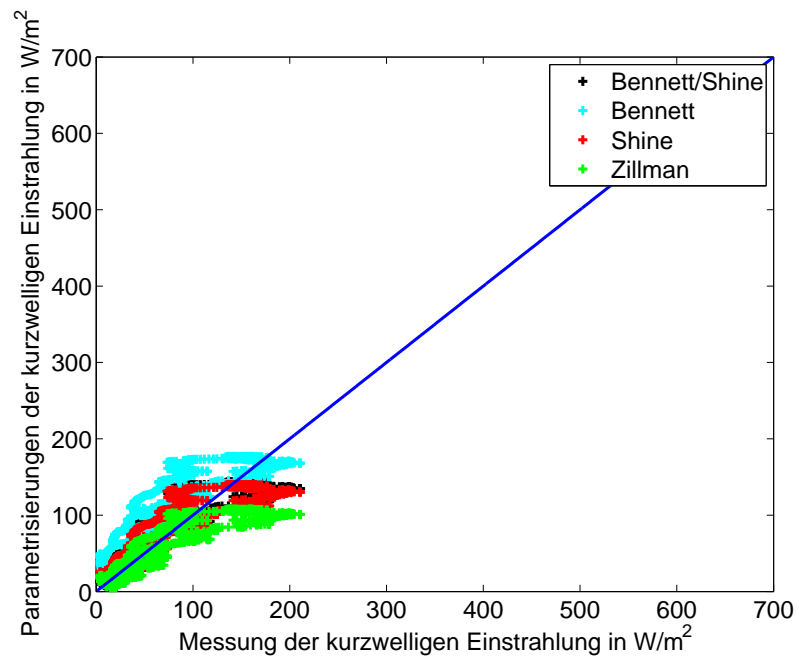


Abbildung 4.10: 21.08.2009: Kurzwellige Strahlungsparametrisierungen gegen die Messung der solaren Einstrahlung aufgetragen.

der, da dieser für die Parametrisierung nach Bennett 3,6 und nach Bennett/Shine 0,4 beträgt. Die Korrelation zwischen parametrisierter und beobachteter solarer Strahlungsflussdichte ist bei allen Parametrisierungen mit Werten um 0,9 hoch.

Parametrisierung	Korrelation	RMSE [W/m^2]
Zillman	0,89	21,8
Bennett	0,90	3,6
Shine	0,89	26,6
Bennett/Shine	0,89	0,4

Tabelle 4.5: 21.08.2009: Korrelation und RMSE der einzelnen Strahlungsparametrisierungen mit der Messung auf „FS Polarstern“.

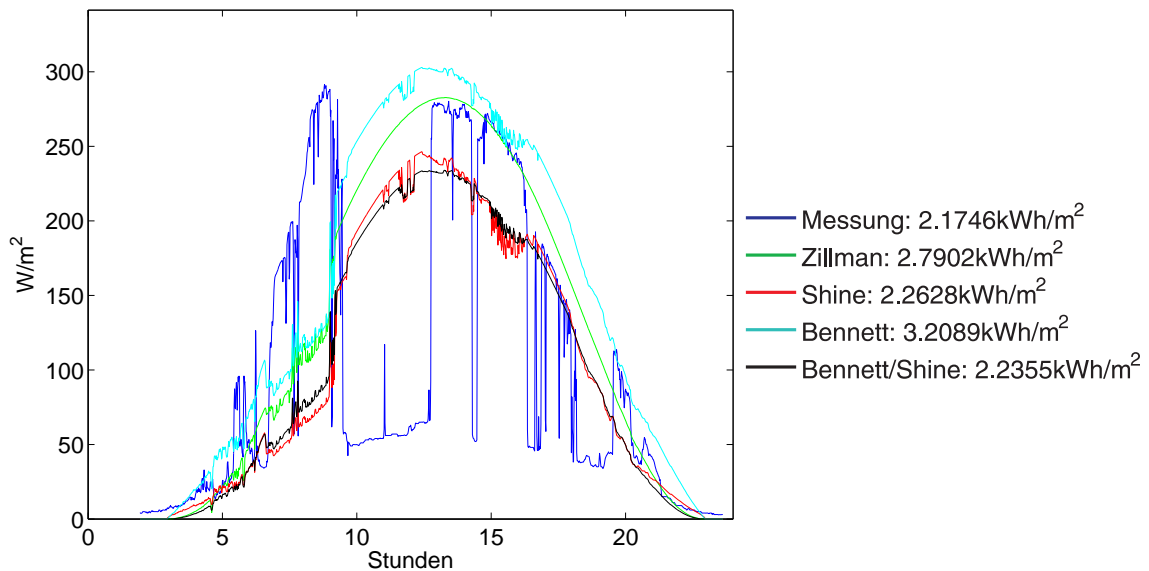


Abbildung 4.11: 01.09.2009: Die Messung der solaren Einstrahlung und die verschiedenen Strahlungsparametrisierungen mit den Tagessummen in der Legende.

01.09.2009: Meist wolkenloser Himmel

Meist wolkenlos war es am 1. September als sich *FS Polarstern* im Djimphna-Fjord aufhielt. Allerdings war anfangs die Kuppel der Himmelskamera befroren, sodass die Algorithmen der Bedeckungsgradbestimmung fälschlicherweise von einer Bewölkung (Abbildung 4.12 (b)) ausgegangen sind. Im Laufe des Vormittags und zeitweise auch am Nachmittag fielen Schatten der Schiffsaufbauten auf die Messgeräte (Abbildung 4.12 (a)). Die Strahlungsparametrisierungen können jedoch zu den unbeeinflussten Zeiten beurteilt werden. So zeigte sich zwischen 13 und 16 Uhr, dass die Parametrisierung von Zillman den Messverlauf am besten wiedergab. Zwischen 16 und 18 Uhr hingegen waren es die Parametrisierungen von Shine und Bennett/Shine (Abbildung 4.11). Da der Einfluss von Abschattungen der Schiffsaufbauten am 1. September recht groß war, ist es nicht relevant die Korrelation oder den Fehler im quadratischen Mittel für den gesamten Tag zu untersuchen.

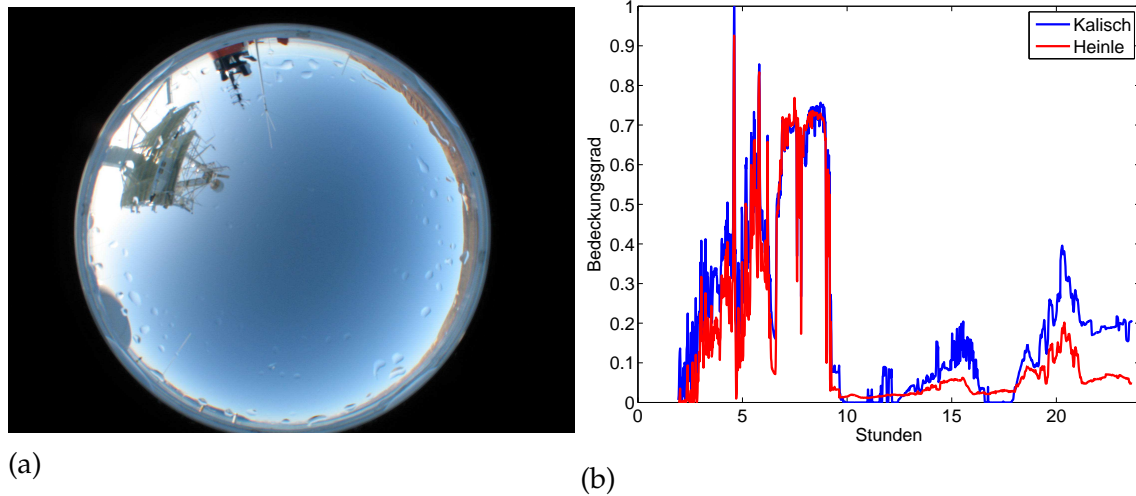


Abbildung 4.12: (a) 01.09.2009; 10:18 Uhr: Wolkenlose Bedingungen zeigt die Himmelskamera im Djimphna-Fjord, allerdings wird die Sonne durch Schiffsaufbauten abgeschattet. (b) zeigt den aus den Fotos der Himmelskamera ermittelten Bedeckungsgrad nach Kalisch und Heinle am 01.09.2009.

Zusammenfassung

Die Parametrisierungen der solaren Einstrahlung wurden nicht nur auf einzelne Tage, sondern auf den gesamten Fahrtabschnitt ARK-XXIV/3 angewendet. Da die kurzzeitige Strahlung in der Arktis nur im Sommer eine Rolle spielt, kann mit Hilfe dieser Messreihe untersucht werden, welche Parametrisierung am geeignetsten ist, um im eindimensionalen Eismodell in der Arktis verwendet zu werden.

Parametrisierung	\sum Solarstrahlung [kWh/m ²]	Korrelation	RMSE [W/m ²]
Messung	93,5		
Zillman	95,5	0,82	2,7
Bennett	118,0	0,83	27,0
Shine	84,6	0,83	11,6
Bennett/Shine	88,0	0,84	22,1

Tabelle 4.6: Summen der solaren Einstrahlung für die verschiedenen Parametrisierungen und die Messung auf der ARK-XXIV/3 sowie Korrelation und RMSE der einzelnen Strahlungsparametrisierungen.

Aus Tabelle 4.6, die unter anderem die Summen der solaren Einstrahlung zeigt, geht hervor, dass die Parametrisierung von Zillman mit 2,0 kWh/m² die geringste Abweichung zur gemessenen Einstrahlung hat. Schließlich wurden die Faktoren der Parametrisierung nach Zillman auch für diese Fahrt angepasst. Die größte Abweichung mit 24,5 kWh/m² hat die Parametrisierung nach Bennett.

Die Korrelationen zwischen parametrisierter und beobachteter solarer Strahlungsfluss-

dichte für den gesamten Fahrtabschnitt liegen zwischen 0,82 und 0,84. Die geringen Unterschiede in der Korrelation sind jedoch nicht weiter verwunderlich, da alle Parametrisierungen hauptsächlich von dem Bedeckungsgrad der Wolken abhängen. Somit geben die Werte überwiegend die Korrelation der Strahlungsmessung mit dem Bedeckungsgrad wieder. Beim Fehler des quadratischen Mittels ist die Abweichung bei der Parametrisierung von Zillman mit $2,7 \text{ W/m}^2$ am geringsten und bei der von Bennett mit $27,0 \text{ W/m}^2$ am größten (Tabelle 4.6).

Im Eismodell wird für die kurzwellige Einstrahlung folglich die Parametrisierung von Zillman verwendet.

4.7 Diskussion der Parametrisierungen der kurzwelligen Einstrahlung am Boden

Die Parametrisierungen der kurzwelligen Einstrahlung geben den Tagesverlauf der Globalstrahlung grundsätzlich wieder. Allerdings neigen alle Parametrisierungen bei geringer Einstrahlung zu einer Überschätzung der Messwerte. Sobald eine hohe solare Einstrahlung gemessen wird, errechnen die Parametrisierungen etwas zu niedrige Werte. Die Überschätzung bei niedriger Einstrahlung am Boden und die Unterschätzung bei hohen Messwerten ist bei der Parametrisierung nach Zillman am geringsten ausgeprägt. Kurzzeitige Strahlungserhöhungen, die bei einem hohen Bedeckungsgrad der Wolken und direkter Sonneneinstrahlung auftreten, können von keiner der Parametrisierungen reproduziert werden. Allerdings haben diese Erhöhungen kaum Einfluss auf die Energiebilanz eines ganzen Tages, sodass die fehlende Reproduzierbarkeit für die Verwendung der Parametrisierung von Zillman im eindimensionalen Eismodell kaum Auswirkungen hat.

4.8 Parametrisierungen der langwelligen Gegenstrahlung am Boden

Die folgenden Parametrisierungen der langwelligen Gegenstrahlung basieren auf dem Stefan-Boltzmann-Gesetz, welches die thermisch abgestrahlte Leistung eines Schwarzkörpers in Abhängigkeit der Temperatur angibt. Das Stefan-Boltzmann-Gesetz lautet:

$$P = \sigma T^4 \quad [\text{W/m}^2], \quad (4.27)$$

wobei σ die Stefan-Boltzmann-Konstante mit einem Wert von $5,67 \cdot 10^{-8} \frac{\text{W}}{\text{m}^2 \cdot \text{K}^4}$ und T die Temperatur des Körpers in Kelvin darstellt.

Wenn die atmosphärische Emissivität ϵ berücksichtigt wird, ergibt sich für die langwellige Gegenstrahlung der Atmosphäre:

$$LW \downarrow = \epsilon \sigma T^4 \quad [\text{W/m}^2] \quad (4.28)$$

Die Erde emittiert langwellige Strahlung, die auf der Grundlage des Stefan-Boltzmann-Gesetzes abgegeben wird.

Die langwellige Ausstrahlung und auch Gegenstrahlung der Atmosphäre hängen neben der Temperatur zusätzlich davon ab, wie viel Wärmeenergie der Atmosphäre von der Erdoberfläche, dem Wasserdampf und der Wolkenbedeckung erworben wird. Deshalb wird das Stefan-Boltzmann-Gesetz mit unterschiedlichen, zumeist empirisch ermittelten, Zusatztermen angewendet um die langwellige Strahlung zu bestimmen. Wie bereits in Kapitel 2 („Klimatische Bedingungen in der Arktis“) beschrieben, stellt die langwellige Gegenstrahlung die meiste Zeit des Jahres in der Arktis den größten Anteil der Energiebilanz dar.

Für die folgenden Parametrisierungen wurde die atmosphärische Emissivität ϵ empirisch ermittelt und unter wolkenlosen Bedingungen entweder als Konstante ϵ_0 oder als Funktion der Lufttemperatur T in zwei Metern Höhe und / oder des Wasserdampfdruckes e nahe der Oberfläche beschrieben.

4.9 Langwellige Gegenstrahlung nach Maykut und Church

Die von Maykut und Church (1973) entwickelte Parametrisierung der langwelligen Gegenstrahlung geht von einer konstanten atmosphärischen Emissivität ϵ von 0,7855 aus. Für die Anpassung an die polaren Regionen wurden 3000 Messungen der Lufttemperatur in zwei Metern Höhe, der Luftfeuchte in gleicher Höhe, der langwelligen Gegenstrahlung und der Wolkenbedeckung berücksichtigt, die innerhalb eines Jahres in Barrow (Alaska) ermittelt wurden. Somit ergibt sich für die langwellige Gegenstrahlung:

$$LW \downarrow_{MC}(0) = \epsilon_{0\ MC} \sigma T^4 \quad [W/m^2], \quad (4.29)$$

$$\epsilon_{0\ MC} = \text{const} = 0,7855 \quad (4.30)$$

Ebenfalls durch empirische Anpassung ergibt sich eine Gleichung für beliebige Grade der Bewölkung mit:

$$LW \downarrow_{MC}(N) = \epsilon_{0\ MC} \sigma T^4 (1 + 0,22 \cdot N^{2,75}) \quad [W/m^2] \quad (4.31)$$

4.10 Langwellige Gegenstrahlung nach Zillman

Die Parametrisierung der langwelligen abwärts gerichteten Strahlung von Zillman (1972) ist eine Funktion des Bedeckungsgrades und der Lufttemperatur in zwei Metern Höhe, wobei auch die atmosphärische Emissivität $\epsilon_{0\ Z}$ eine Funktion der Temperatur ist. Die folgenden Abhängigkeiten der Lufttemperatur und der Emissivität mit der langwelligen Gegenstrahlung wurden von Zillman (1972) mit Hilfe von Messungen über dem antarktischen Meereis entwickelt:

$$LW \downarrow_Z (0) = \epsilon_{0Z} \sigma T^4 \quad [W/m^2], \quad (4.32)$$

$$\epsilon_{0Z} = (9,2 \cdot 10^{-6} \cdot T^2) \quad (4.33)$$

Mit der Erweiterung für beliebige Bedeckungsgrade lautet diese Gleichung:

$$LW \downarrow_Z (N) = [\epsilon_{0Z} (1 - 0,96 \cdot N) + 0,96 \cdot N] \sigma T^4 \quad [W/m^2] \quad (4.34)$$

4.11 Langwellige Gegenstrahlung nach König-Langlo und Augstein

Die Parametrisierung von König-Langlo und Augstein (1994) ist empirisch auf der Basis von Augenbeobachtungen der Wolken, Lufttemperatur- und Strahlungsmessungen mit einem Pyrgeometer in Ny-Ålesund und an der Neumayer-Station ermittelt worden. Dabei werden ebenfalls die Effekte der Luftfeuchte berücksichtigt. Die Emissivität ϵ_{0KL} ist bei dieser Parametrisierung allerdings wieder konstant.

$$LW \downarrow_{KL} (0) = \epsilon_{0KL} \sigma T^4 \quad [W/m^2], \quad (4.35)$$

$$\epsilon_{0KL} = \text{const} = 0,765 \quad (4.36)$$

Die Parametrisierung weicht mit der Berücksichtigung des Bedeckungsgrades kaum von derjenigen von Maykut und Church (Gleichung 4.31) ab. Hohe Bedeckungsgrade der Wolken werden lediglich mit der dritten Potenz stärker gewichtet:

$$LW \downarrow_{KL} (N) = \epsilon_{0KL} \sigma T^4 (1 + 0,22 \cdot N^3) \quad [W/m^2] \quad (4.37)$$

4.12 Langwellige Gegenstrahlung nach Konzelmann

Konzelmann et al. (1994) entwickelte eine Parametrisierung für die tägliche, mittlere und nach unten gerichtete langwellige Strahlung basierend auf arktischen Messungen. Die Emissivität der Atmosphäre wurde in Abhängigkeit der Temperatur T und des Wasserdampfdrucks p_w dargestellt:

$$LW \downarrow_K (0) = \epsilon_{0K} \sigma T^4 \quad [W/m^2], \quad (4.38)$$

$$\epsilon_{0K} = 0,23 + 0,484 \cdot (p_w/T)^{1/8} \quad (4.39)$$

Um die langwellige Gegenstrahlung nach Konzelmann für verschiedene Bedeckungsgrade zu erhalten, wird die Emissivität ϵ_{0K} mit einem Term multipliziert, der mit zunehmendem Bedeckungsgrad (N) kleiner wird, bis er schließlich bei voller Bedeckung Null

wird. Dann ist die langwellige Strahlung nicht mehr von der Emission der atmosphärischen Schicht zwischen Boden und Wolken abhängig, sondern nur noch von der Wolkenemission $0,952 N^4$. Die abwärts gerichtete terrestrische Strahlung lautet nach Konzelmann:

$$LW \downarrow_K (N) = [\epsilon_{0K} (1 - N^4) + 0,952 N^4] \sigma T^4 \quad [W/m^2] \quad (4.40)$$

4.13 Langwellige Gegenstrahlung nach Zapadka

Die letzte hier vorgestellte Parametrisierung zur langwelligen Gegenstrahlung stammt von Zapadka et al. (2007) und ist gekennzeichnet durch einen Emissionsfaktor, der in Abhängigkeit vom Wasserdampfdruck dargestellt wird. Mit steigendem Wasserdampfdruck p_w in der Atmosphäre wird dieser Faktor größer. Zwar wurde diese Parametrisierung mit Messdaten aus dem Seegebiet der Ostsee entwickelt, dennoch soll diese auch für die Arktis untersucht werden.

$$LW \downarrow_{Za} (0) = \epsilon_{0Za} \sigma T^4 \quad [W/m^2], \quad (4.41)$$

$$\epsilon_{0Za} = 0,685 + 0,00452 \cdot 10^{-4} p_w \quad (4.42)$$

Der Bedeckungsgrad N geht bei der Parametrisierung von Zapadka mit der zweiten Potenz ein. Die nach unten gerichtete langwellige Strahlung lautet nach Zapadka:

$$LW \downarrow_{Za} (N) = \epsilon_{0Za} (1 + \alpha N^2) \sigma T^4 \quad [W/m^2] \quad (4.43)$$

Wobei α monatsabhängig entsprechend Tabelle 4.7 ist:

Monat	Wert für α
Januar	0,313
Februar	0,314
März	0,316
April	0,318
Mai	0,317
Juni	0,313
Juli	0,312
August	0,309
September	0,313
Oktober	0,323
November	0,319
Dezember	0,318

Tabelle 4.7: Der Wolkengewichtungsfaktor nach Zapadka in Abhängigkeit des Monats im Jahr.

4.14 Anwendung der langwelligen Strahlungsparametrisierungen auf die Messdaten

Wie schon bei den Parametrisierungen der kurzwelligen Strahlung wurden die verschiedenen Parametrisierungen auf den Fahrabschnitt ARK-XXIV/3 der *Polarstern* angewandt, um deren Güte zu überprüfen.

Zunächst fokussieren wir die Analyse auf einzelne ausgewählte Tage der Fahrt, die unterschiedliche Strahlungsbedingungen erfüllten. Dabei werden die Messdaten vom Fahrabschnitt ARK-XXIV/3 der *Polarstern* als Eingangsdaten verwendet, die anstatt in zwei Metern in etwa 21 Metern Höhe erfasst wurden.

10.08.2009: Erst vollständig bedeckt, dann wechselnd bewölkt

Wie Abbildung 4.14 zu entnehmen ist, war in der ersten Tageshälfte des 10. Augusts der Himmel bedeckt, bevor in der zweiten auch immer wieder Wolkenlücken auftraten. Vormittags wurden etwa 340 W/m^2 langwellige Gegenstrahlung gemessen, während die Parametrisierungen für den bedeckten Himmel Werte zwischen 320 W/m^2 (Zapadka) und 350 W/m^2 (Zillman, König-Langlo/Augstein) lieferten (Abbildung 4.13). Am besten konnten die Parametrisierungen von Maykut/Church und Konzelmann die terrestrische Gegenstrahlung unter bedeckten Bedingungen wiedergeben. Am Nachmittag wurden die unterschiedlichen Gewichtungen des Bedeckungsgrades deutlich. So errechneten gegen 18 UTC die Parametrisierungen Werte zwischen etwa 220 W/m^2 (Konzelmann) und bis zu 320 W/m^2 (Zillman). Die Messung lag zu dem Zeitpunkt bei 280 W/m^2 (Abbildung 4.13). Unterschiede von 100 W/m^2 in der langwelligen Gegenstrahlung haben einen großen Einfluss auf die Energiebilanz, zeigen aber auch, dass die Parametrisierungen der langwelligen Gegenstrahlung sehr schwierig sind, wenn nur Bodenwerte und der Bedeckungsgrad vorliegen.

In Tabelle 4.8 ist zu erkennen, dass die Korrelationen zwischen parametrisierter und beobachteter langwelliger Gegenstrahlung zwischen 0,56 (Zillman) und 0,63 (König-Langlo/Augstein) liegen. Die Abweichung im quadratischen Mittel ist bei Maykut/Church mit $8,0 \text{ W/m}^2$ und bei Zillman mit $12,1 \text{ W/m}^2$ am geringsten.

Parametrisierung	Korrelation	RMSE [W/m^2]
Zillman	0,56	12,1
Zapadka	0,60	20,1
Maykut/Church	0,62	8,0
König-Langlo/Augs.	0,62	22,1
Konzelmann	0,63	22,1

Tabelle 4.8: 10.08.2009: Korrelation und RMSE der einzelnen Strahlungsparametrisierungen mit der Messung.

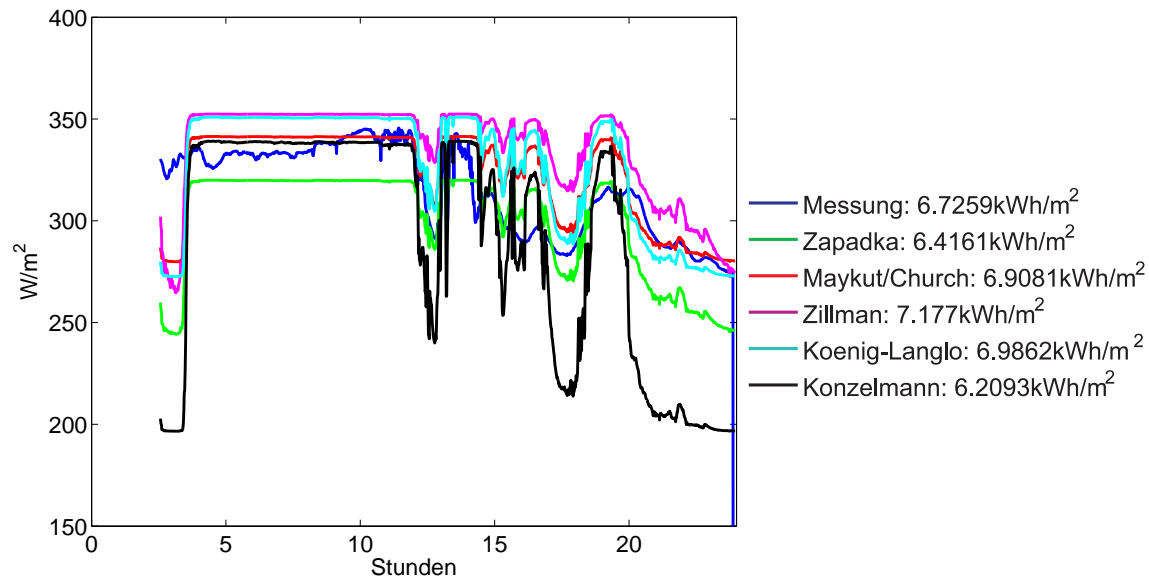


Abbildung 4.13: 10.08.2009: Die Messung der langwelligen Gegenstrahlung und die verschiedenen Strahlungsparametrisierungen mit den jeweiligen Tagessummen in der Legende.

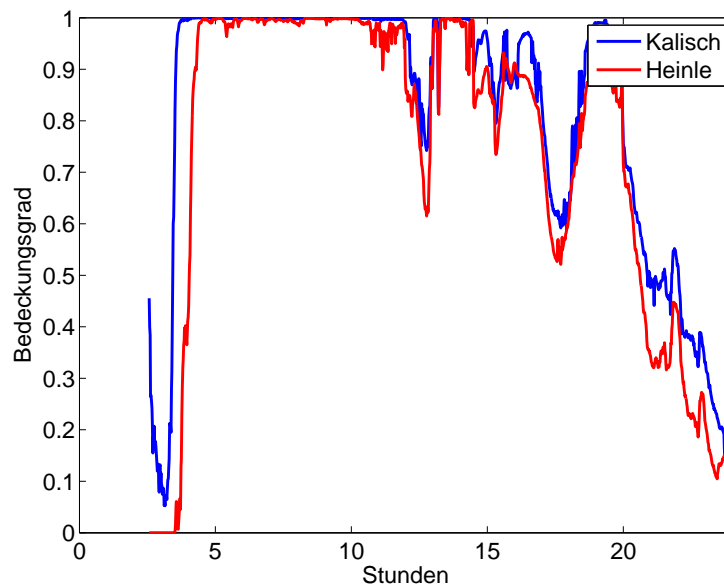


Abbildung 4.14: 10.08.2009: Die Bedeckungsgrade wurden aus den Fotos der Himmelskamera mit Hilfe von Algorithmen nach Kalisch (2005) und Heinle et al. (2010) ermittelt.

14.08.2009: Lücken im „Stratus nebulosus“

Am 14. August traten stark schwankende Bedeckungsgrade auf, die in der Messung der langwelligen Gegenstrahlung wesentlich weniger Auswirkungen hatten, als einige Parametrisierungen errechneten. Der Wetterbeobachter der *Polarstern* registrierte am gesamten Tag den Wolkentyp „Stratus nebulosus oder fractus“, der immer wieder Lücken zeigte (Abbildung 4.16). Zwischen 10 und 11 UTC waren die Lücken erstmals größer und die

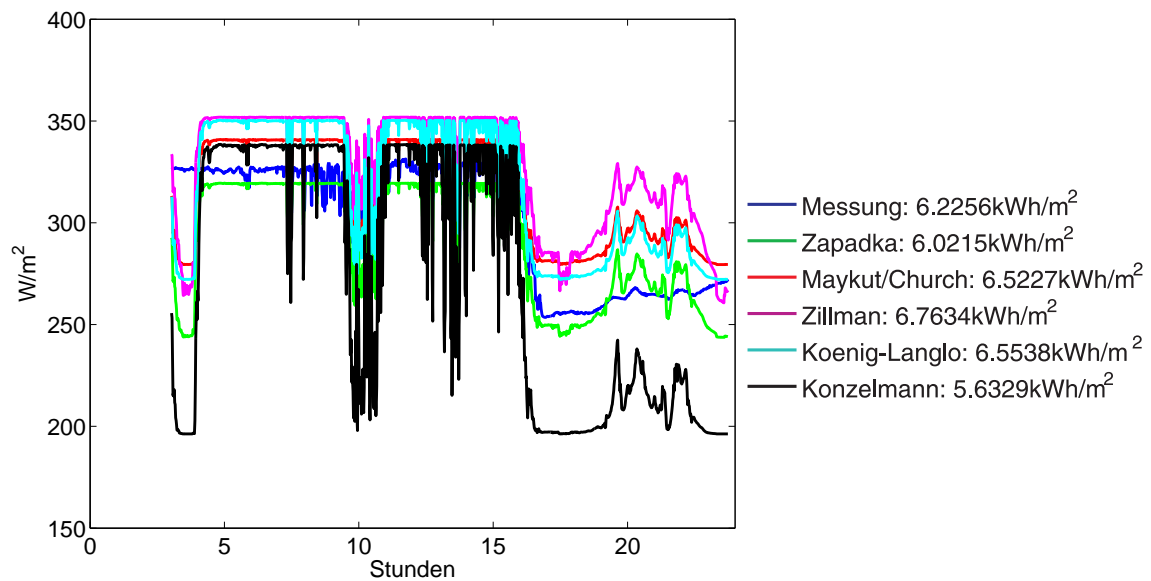


Abbildung 4.15: 14.08.2009: Die Messung der langwelligen Gegenstrahlung und die verschiedenen Strahlungsparametrisierungen mit den jeweiligen Tagessummen in der Legende.

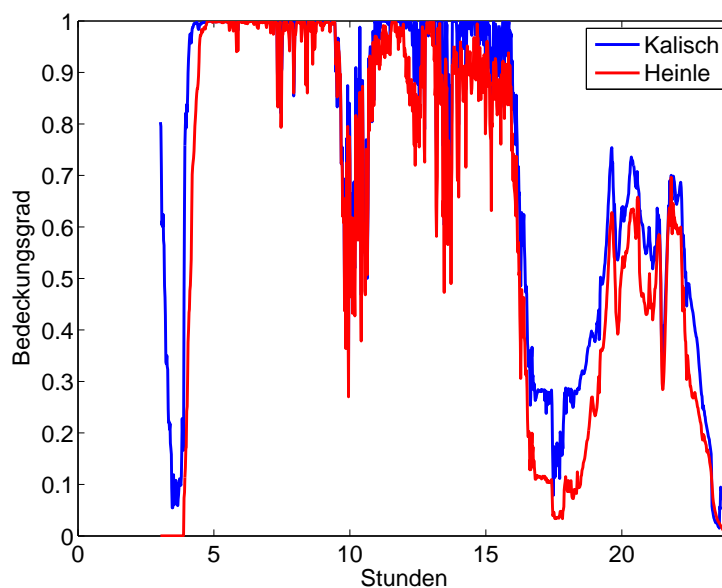


Abbildung 4.16: 14.08.2009: Bedeckungsgrade aus den Fotos der Himmelskamera mit Hilfe von Algorithmen nach Kalisch (2005) und Heinle et al. (2010).

gemessene langwellige Gegenstrahlung sank von 330 W/m^2 auf knapp 300 W/m^2 langwellige Gegenstrahlung (Abbildung 4.15). Die Parametrisierung von Konzelmann fiel im gleichen Zeitraum von 340 W/m^2 auf etwas über 200 W/m^2 . Die Parametrisierung von Zillmann hingegen überschätzte bei dem bedeckten Himmel die langwellige Gegenstrahlung und lieferte 350 W/m^2 , ging dann bei den wolkenärmeren Bedingungen aber auch nur auf etwa 310 W/m^2 zurück. In den späten Nachmittags- und Abendstunden

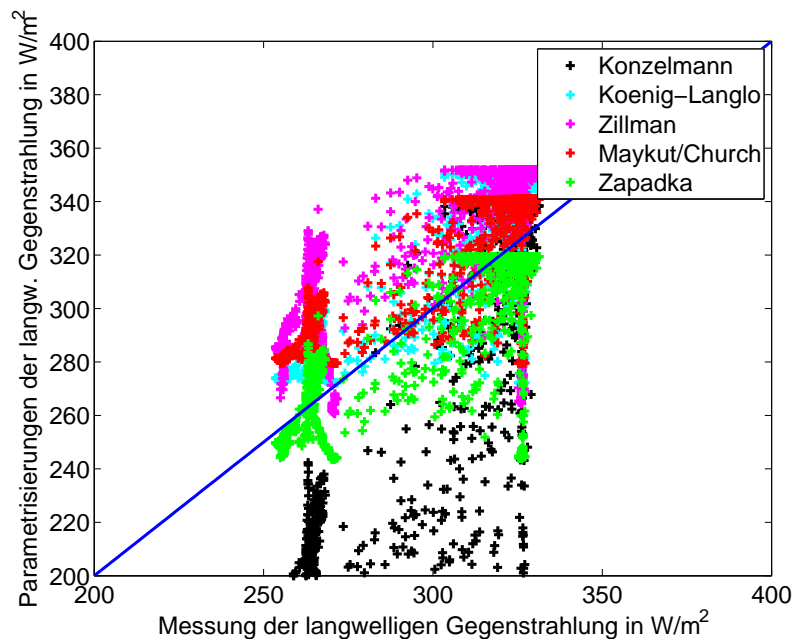


Abbildung 4.17: 14.08.2009: Langwellige Strahlungsparametrisierungen gegen die Messung der Gegenstrahlung aufgetragen.

nahm die Bedeckung ebenfalls noch mal deutlich ab, sodass die gemessene langwellige Gegenstrahlung auf rund 270 W/m^2 zurückging. Dies wurde von der Parametrisierung nach Zapadka am besten wiedergegeben. Die Parametrisierungen von Maykut/Church, Zillman und König-Langlo/Augstein überschätzten die Gegenstrahlung, während Konzelmann sie erneut unterschätzte.

Abbildung 4.17 zeigt die große Streuung der Parametrisierungen. Die Parametrisierung von Zapadka reproduziert die Messwerte am besten.

In der Tagessumme (Abbildung 4.15) war die Differenz bei der Parametrisierung von Zapadka mit $6,0 \text{ kWh/m}^2$ am geringsten. Die gemessene Tagessumme lag bei $6,2 \text{ kWh/m}^2$. Dies kann auch in dem Fehler des quadratischen Mittels (Tabelle 4.9) bestätigt werden. Die Korrelationen zwischen Parametrisierung und Beobachtung waren am 14. August mit 0,81 bis 0,83 bei den meisten Parametrisierungen recht hoch. Die Parametrisierung von Zillman hat jedoch nur eine Korrelation von 0,76 mit der Beobachtung.

Parametrisierung	Korrelation	RMSE [W/m^2]
Zillman	0,76	25,8
Zapadka	0,81	9,8
Maykut/Church	0,83	13,9
König-Langlo/Augs.	0,83	16,1
Konzelmann	0,83	23,1

Tabelle 4.9: 14.08.2009: Korrelation und RMSE der einzelnen Strahlungsparametrisierungen mit der Messung.

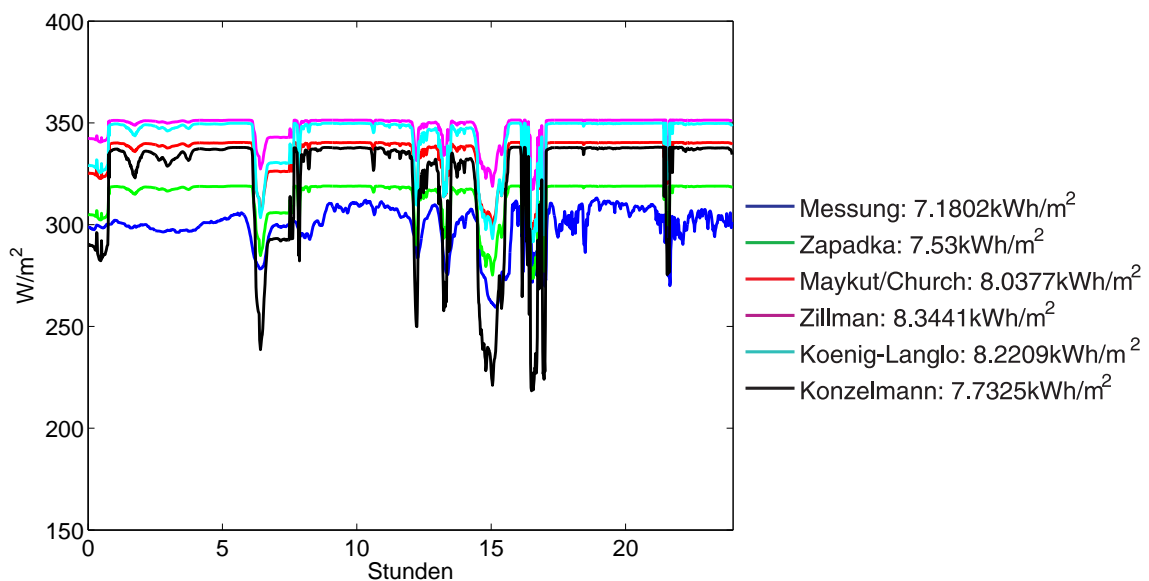


Abbildung 4.18: 20.08.2009: Die Messung der langwelligen Gegenstrahlung und die verschiedenen Strahlungsparametrisierungen mit den jeweiligen Tagessummen in der Legende.

20.08.2009: Überschätzte langwellige Gegenstrahlung

An den Messdaten und den dazu gehörigen Parametrisierungswerten vom 20. August wird sichtbar, dass die langwellige Gegenstrahlung schwierig wiederzugeben ist. So wurden die meiste Zeit etwa 300 W/m^2 langwellige Gegenstrahlung gemessen, während die Parametrisierungen Werte von 320 W/m^2 bis 350 W/m^2 errechneten (Abbildung 4.18). Der Himmel war, wie schon am 14. August, meist bedeckt (Abbildung 4.19). Bei etwas größeren Wolkenlücken unterschätzte die Parametrisierung von Konzelmann die terrestrische Gegenstrahlung. Die anderen Parametrisierungen näherten sich mit der langwelligen Gegenstrahlung hingegen dem Messwert. Am 14. August (Abbildung 4.15) lagen die Messwerte noch mitten im Pool der Parametrisierungen. Im Gegensatz dazu wird bei gleichem Bedeckungsgrad, jedoch anderem Wolkentyp, die langwellige Gegenstrahlung am 20. August deutlich überschätzt.

Die Überschätzung der langwelligen Gegenstrahlung wird auch in Abbildung 4.20 deutlich.

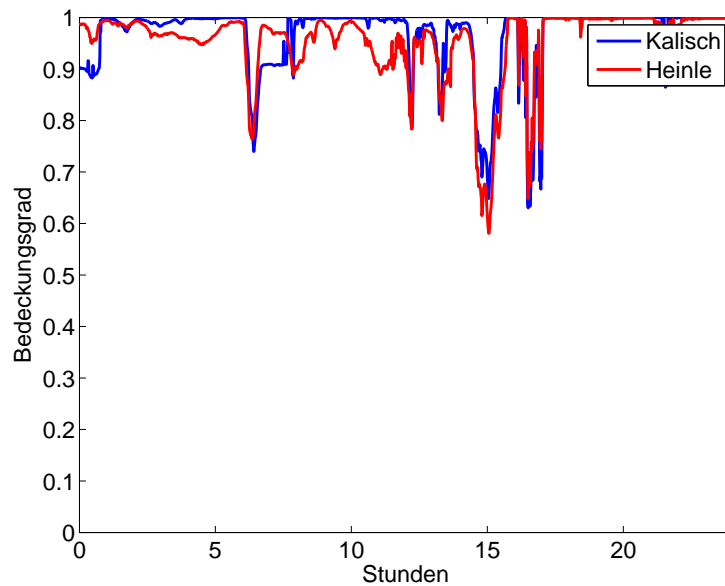


Abbildung 4.19: 20.08.2009: Bedeckungsgrade aus den Fotos der Himmelskamera mit Hilfe von Algorithmen nach Kalisch (2005) und Heinle et al. (2010).

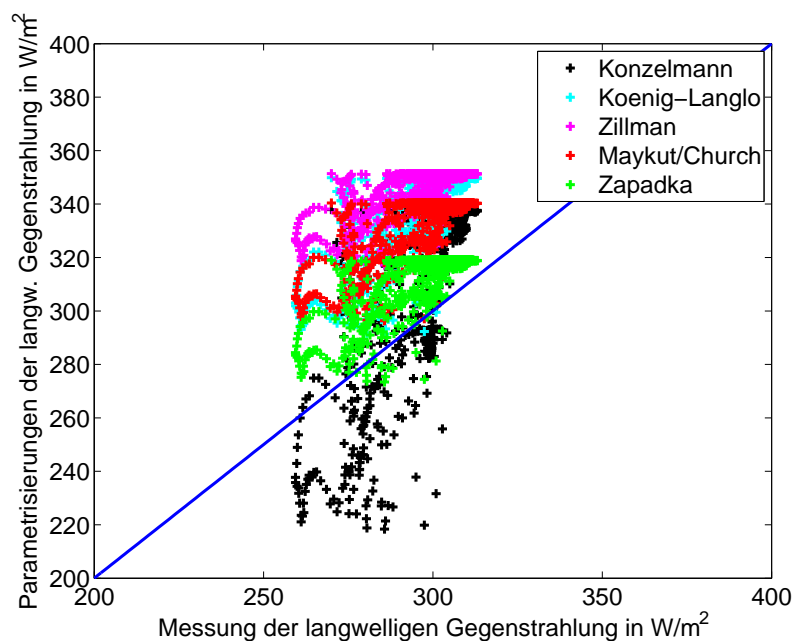


Abbildung 4.20: 20.08.2009: Langwellige Strahlungsparametrisierungen gegen die Messung der terrestrischen Gegenstrahlung aufgetragen.

Dies zeigt sich sowohl in den Tagessummen der langwelligen Gegenstrahlung in der Legende von Abbildung 4.18, aber auch im Fehler des quadratischen Mittels in Tabelle 4.10. Die gemessene Tagessumme von $7,2 \text{ kWh/m}^2$ konnte von der Parametrisierung nach Zapadka mit einer Summe von $7,5 \text{ kWh/m}^2$ am besten errechnet werden. Die Korrelation zwischen parametrisierter und beobachteter langwelliger Gegenstrahlung ist mit Wer-

ten von 0,74 bzw. 0,75 bei allen Parametrisierungen hoch. Somit konnte der Verlauf der Messdaten von den Parametrisierungen recht gut reproduziert werden, aber die Stärke der langwelligen Gegenstrahlung wurde falsch wiedergegeben. Das liegt vermutlich daran, dass die langwellige Gegenstrahlung auch von der Temperatur der Wolken abhängig ist, die stark mit der Höhe der Wolkenuntergrenze variieren kann.

Parametrisierung	Korrelation	RMSE [W/m^2]
Zillman	0,74	48,5
Zapadka	0,75	14,6
Maykut/Church	0,75	35,7
König-Langlo/Augs.	0,75	43,5
Konzelmann	0,75	24,1

Tabelle 4.10: 20.08.2009: Korrelation und RMSE der einzelnen Strahlungsparametrisierungen mit der Messung.

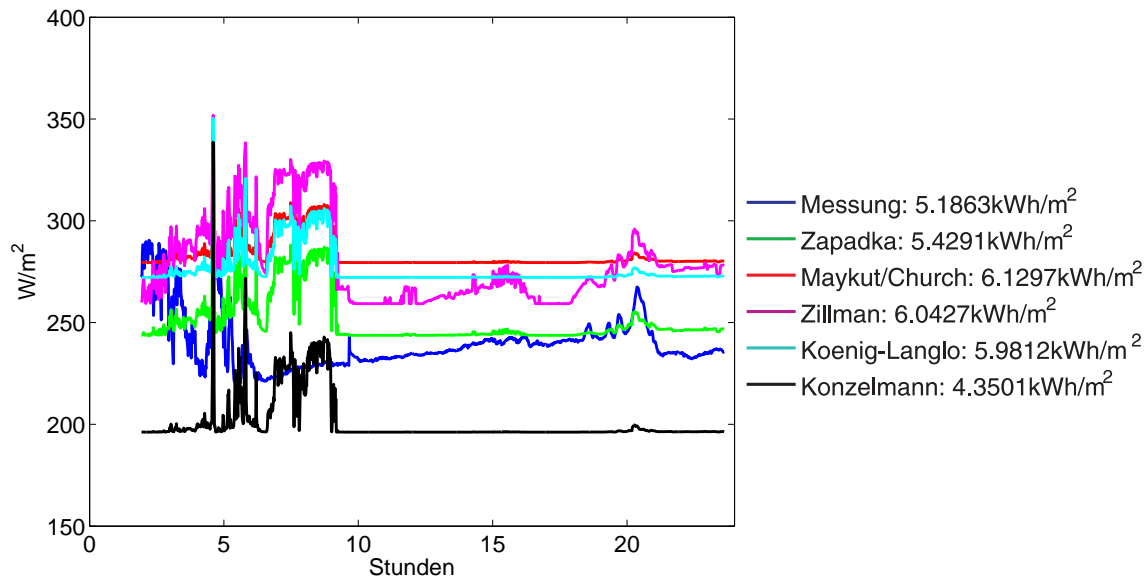


Abbildung 4.21: 01.09.2009: Die Messung der langwelligen Gegenstrahlung und die verschiedenen Strahlungsparametrisierungen mit den jeweiligen Tagessummen in der Legende.

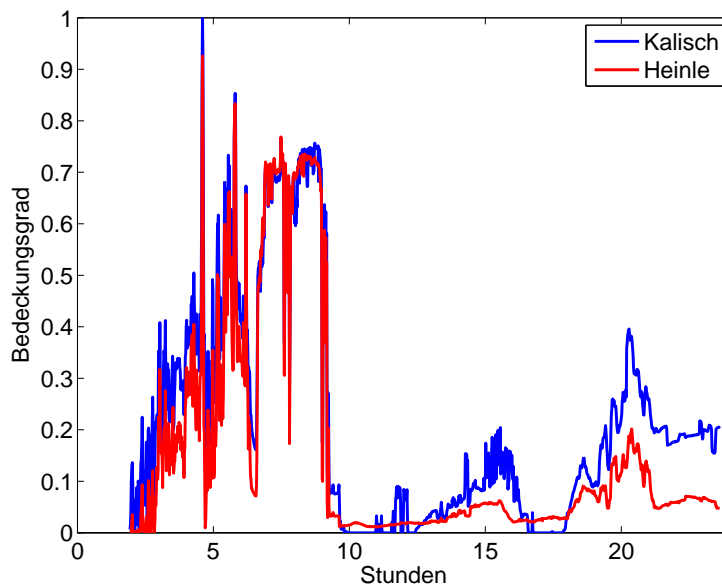


Abbildung 4.22: 01.09.2009: Bedeckungsgrade aus den Fotos der Himmelskamera mit Hilfe von Algorithmen nach Kalisch (2005) und Heinle et al. (2010).

01.09.2009: Wolkenlose Strahlungsbedingungen

Der 1. September wurde bereits bei der Untersuchung der kurzwelligen Strahlungsparametrisierungen als „clear sky“-Beispieltag ausgewählt. Ab 10 UTC waren Vergleiche zwischen den Parametrisierungen und den Messwerten möglich (Abbildungen 4.21 und 4.22). Es zeigt sich, dass die Parametrisierung von Zapadka die Messdaten am besten reproduzierte. Die Parametrisierung von Zillman gibt zwar den Kurvenverlauf am besten

wieder, lieferte allerdings insgesamt zu hohe Werte. Die Parametrisierung von Konzelmann unterschätzte die langwellige Gegenstrahlung bei wolkenlosen Bedingungen. Die Parametrisierungen von Maykut/Church und König-Langlo/Augstein hingegen errechneten zu hohe Werte.

In der Tagessumme (Abbildung 4.21) schneidet die Parametrisierung von Zapadka mit $5,4 \text{ kWh/m}^2$ am besten ab. Die Messung erreichte eine Summe von $5,2 \text{ kWh/m}^2$.

Aufgrund der bis 10 UTC fehlerhaft eingeschätzten Bedeckung wegen einer befrorenen Kuppel der Himmelskamera, sind die Korrelationen stark verfälscht und finden deshalb keine weitere Beachtung.

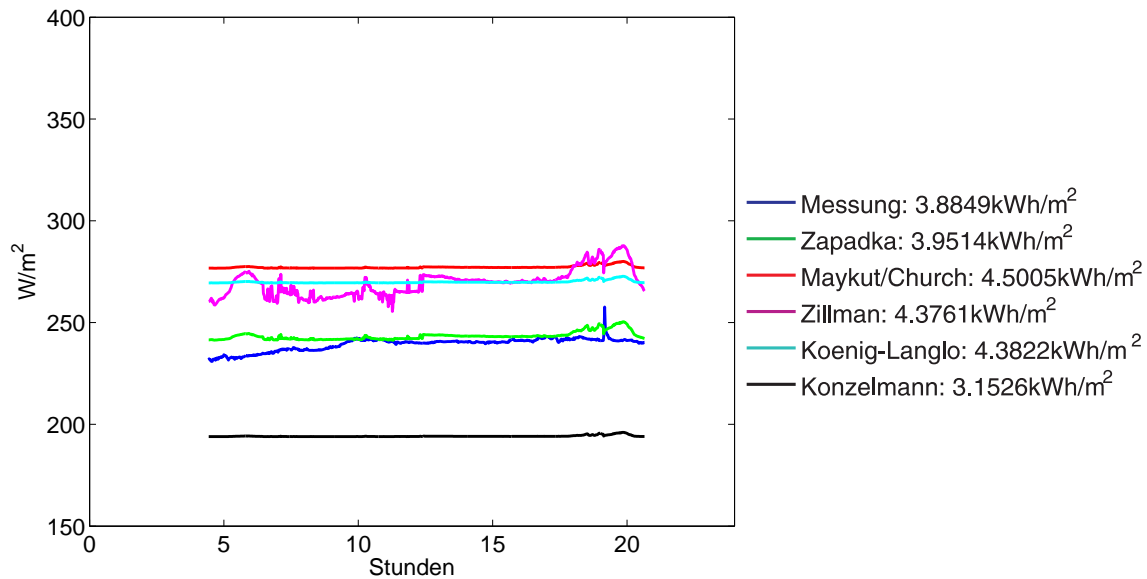


Abbildung 4.23: 11.09.2009: Die Messung der langwelligen Gegenstrahlung und die verschiedenen Strahlungsparametrisierungen mit den jeweiligen Tagessummen in der Legende.

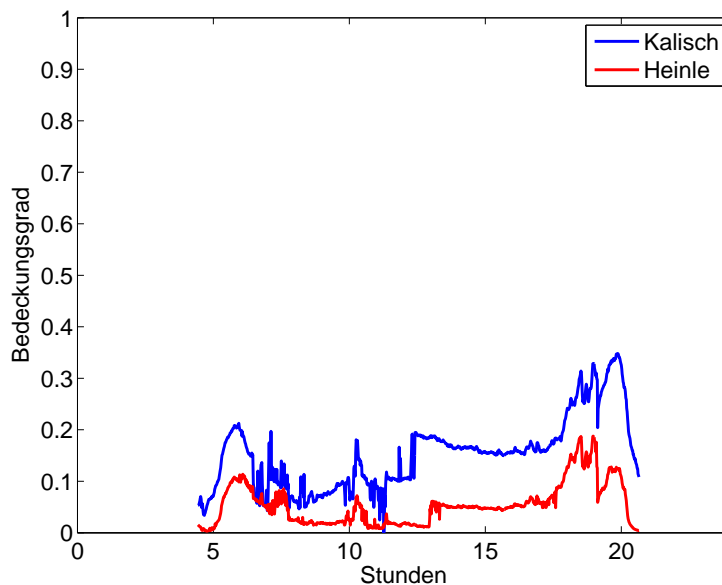


Abbildung 4.24: 11.09.2009: Bedeckungsgrade aus den Fotos der Himmelskamera mit Hilfe von Algorithmen nach Kalisch (2005) und Heinle et al. (2010).

11.09.2009: Wolkenlose Bedingungen

Ein zusätzlicher überwiegend wolkenloser Tag war der 11. September (Abbildung 4.24), der eine weitere Untersuchung der Parametrisierungen der langwelligen Gegenstrahlung unter nahezu „clear sky“-Bedingungen ermöglicht. In Abbildung 4.23 zeigt sich, dass die Parametrisierung von Zapadka die Messwerte des Pyrgeometers am besten wiedergab. Konzelmann unterschätzte die Strahlung um fast 50 W/m^2 , während alle ande-

ren Parametrisierungen die abwärts gerichtete terrestrische Strahlung bei fast wolkenlosem Himmel überschätzten. Lediglich ein paar Cirren zeigten sich am Himmel.

Die Parametrisierung von Zapadka mit einer Tagessumme von $4,0 \text{ kWh/m}^2$ (Legende von Abbildung 4.23) stimmt am besten mit der Summe der Messung überein, die einen Wert von $3,9 \text{ kWh/m}^2$ hat. Die Parametrisierung nach Konzelmann ermittelt eine Summe von $3,2 \text{ kWh/m}^2$, während Maykut/Church sogar auf $4,5 \text{ kWh/m}^2$ kommt.

Die Korrelationen zwischen Parametrisierungen und Messung liegen in einem eher schlechten Bereich von 0,30 bis 0,43 (Tabelle 4.11). Der Fehler des quadratischen Mittels ist bei der Parametrisierung von Zapadka mit $4,1 \text{ W/m}^2$ am kleinsten.

Parametrisierung	Korrelation	RMSE [W/m^2]
Zillman	0,43	30,3
Zapadka	0,38	4,1
Maykut/Church	0,34	37,9
König-Langlo/Augs.	0,33	30,6
Konzelmann	0,30	45,1

Tabelle 4.11: 11.09.2009: Korrelation und RMSE der einzelnen Strahlungsparametrisierungen mit der Messung.

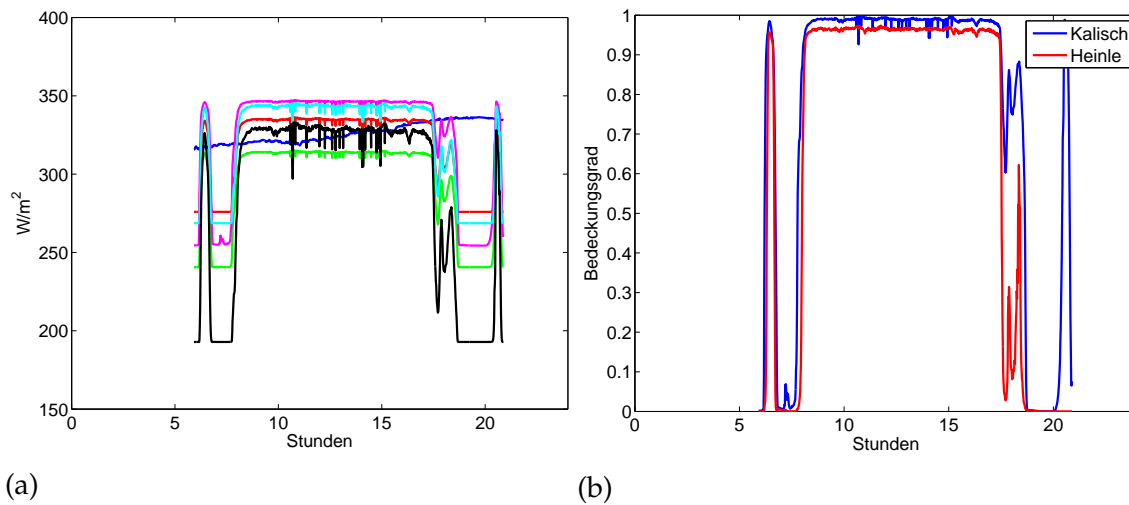


Abbildung 4.25: 17.09.2009: (a) Die verschiedenen Parametrisierungen der langwelligen Gegenstrahlung und die Messdaten (blau) sind an diesem Tag unkorreliert, was an den schwankenden Bedeckungsgraden liegt. Auf den Fotos der Himmelskamera ist ausschließlich volle Bedeckung zu sehen, was den recht konstanten Messwert der langwelligen Gegenstrahlung erklärt. (b) zeigt entsprechend die Bedeckungsgrade aus den Wolkenfotos.

Zusammenfassung

Unter Berücksichtigung der gesamten Ausfahrt ARK-XXIV/3 fällt auf, dass die Korrelationen zwischen der parametrisierten und der beobachteten langwelligen Gegenstrahlung mit 0,35 bis 0,40 niedrig sind (Tabelle 4.12). Dies liegt unter anderem daran, dass in der Zeit nach Sonnenaufgang und vor Sonnenuntergang die Bewölkung oft fehlerhaft aus den Vollhimmelfotos bestimmt wurde. Das hat auf die langwellige Gegenstrahlung wesentlich größere Auswirkungen als auf die solare Einstrahlung, die nach Sonnenaufgang und vor Sonnenuntergang ohnehin nur niedrige Werte erreicht. Außerdem konnte bei schnell wechselnder Bewölkung teilweise sogar eine Antikorrelation zwischen der gemessenen langwelligen Gegenstrahlung und den Parametrisierungen beobachtet werden, da sich die leicht ändernden Bewölkungszustände der tiefen Stratusdecke kaum auf die Messwerte, allerdings deutlich auf die Berechnungen der Parametrisierungen auswirkten. Ein Beispiel dafür ist in Abbildung 4.25 zu sehen. Für die verwendete Parametrisierung der langwelligen Gegenstrahlung im eindimensionalen Eismodell ist vor allem wichtig, dass die Tagessumme der langwelligen Gegenstrahlung möglichst gut ermittelt wird. Eine Abweichung beim quadratischen Mittel von nur $8,9 \text{ W/m}^2$ bei Maykut/Church und $10,1 \text{ W/m}^2$ bei König-Langlo zeigt, dass die Parametrisierungen für diesen Zweck gut eingesetzt werden können. Auch wenn diese beiden Parametrisierungen in der Summe etwas besser sind als die von Zapadka (RMSE: $16,0 \text{ W/m}^2$), wird die Parametrisierung von Zapadka im eindimensionalen Eismodell von *Andreas Lehmann* verwendet. Die Parametrisierung von Zapadka verwendet, im Gegensatz zu Maykut/Church und König-Langlo/Augstein, zusätzlich eine Abhängigkeit von der Feuchte und der Jahreszeit. Außerdem ist die Differenz im RMSE zwischen den Parametrisierungen

gen relativ gering und Zapadka zeigte in den Fallbeispielen oftmals die besseren Resultate. Durch fehlerhafte Bedeckungsgrade der Algorithmen sind die Ausgaben der Parametrisierungen teilweise erheblich verfälscht worden. Deshalb wird hauptsächlich anhand der Fallbeispiele die Entscheidung über die beste Parametrisierung gefällt.

Parametrisierung	Korrelation	RMSE [W/m ²]
Zillman	0,35	17,2
Zapadka	0,40	16,0
Maykut/Church	0,40	8,9
König-Langlo/Augs.	0,40	10,1
Konzelmann	0,40	32,3

Tabelle 4.12: Korrelation und RMSE der einzelnen Parametrisierungen für die langwellige Gegenstrahlung mit der Messung auf der gesamten ARK-XXIV/3.

4.15 Diskussion der Parametrisierungen der langwelligen Gegenstrahlung am Boden

Die Parametrisierungen der langwelligen Gegenstrahlung weisen zeitweise große Unterschiede zueinander und zum gemessenen Strahlungswert auf. Vor allem, wenn kleine Wolkenlücken von den Algorithmen der Wolkenfotoauswertung ausgegeben werden, neigen die Strahlungsparametrisierungen deutlich niedrigere Werte für die langwellige Gegenstrahlung zu berechnen als gemessen werden. Außerdem verursachen Fehler bei der Bedeckungsgradbestimmung von der Himmelkamera nach Sonnenaufgang und vor Sonnenuntergang deutliche Abweichungen der parametrisierten zu den beobachteten Werten. Bei einem kontinuierlich leicht schwankenden Bedeckungsgrad der Wolken, wirken sich diese Variationen direkt auf die ausgegebenen Strahlungsdaten der Parametrisierungen aus, während die Messdaten kaum oder keine Schwankungen beinhalten. Eine Berücksichtigung der Höhe der Wolkenuntergrenze in den Parametrisierungen könnte möglicherweise eine Verbesserung bei der Einschätzung der Stärke der langwelligen Gegenstrahlung liefern. Denn oftmals konnten zwar die Verläufe der langwelligen Gegenstrahlung gut reproduziert werden, allerdings traten Abweichungen zu den Messwerten auf. Die Parametrisierung nach Konzelmann berechnet meist die niedrigsten Werte für die langwellige Gegenstrahlung und die Parametrisierung nach Zillman die höchsten Werte. Die Strahlungsparametrisierung nach Zapadka liegt zwischen den beiden Extremfällen und gibt die Messung am besten wieder.

Kapitel 5

Eismodell

Im Rahmen dieser Arbeit wird ein eindimensionales Eismodell verwendet, das von *Andreas Lehmann* einem dreidimensionalen, dynamischen Eismodell für die Ostsee (Jacob et al. (2006)) entnommen wurde. Das gekoppelte Meereis-Ozean-Modell BSIOM wurde für die Ostseeregion entwickelt. Die Berechnungen für die Ostseeregion zeigten, dass eine gute Übereinstimmung der Modelldaten mit den Messungen in dieser Region vorhanden war. (Rudolph und Lehmann (2006))

Ein Modell gibt ein vereinfachtes Bild der Realität wieder und ermöglicht Untersuchungen von Zuständen und Bedingungen, die in der Natur nicht getestet werden können. So kann beispielsweise der Einfluss von Wolken auf die Energiebilanz abgeschätzt werden, indem das Modell mit vollständiger Bedeckung und ein weiteres Mal ohne Wolken gerechnet wird.

Das verwendete Modell benötigt als meteorologische Eingangsparameter den Luftdruck, die Lufttemperatur, die spezifische Feuchte, die u- und v-Komponente des Windes, den Bedeckungsgrad und die Niederschlagsmenge. Außerdem wird die geografische Breite sowie Startwerte für den Salzgehalt des Meeres an der Oberfläche und die Deckschichtdicke gesetzt. Damit kann das Programm die vier Flüsse berechnen, die für die Energiebilanz benötigt werden. Die Energiebilanz besteht aus den Strahlungsflüssen, dem solaren und dem langwelligen Fluss, sowie den fühlbaren und latenten Wärmeflüssen. Mit Hilfe der an der Meeresoberfläche zur Verfügung stehenden Energie wird in dem Modell das Wachsen bzw. Schmelzen des Meereises ermittelt.

5.1 Beschreibung des Meereismodells

Das eigentliche Programm berechnet die Nettoenergie am Boden und daraus das mögliche Eiswachstum bzw. -schmelzen. Für die Berechnung der Energiebilanz am Boden fließen allerdings mehrere Parametrisierungen in verschiedenen Routinen ein, auf die im Weiteren eingegangen wird.

Die zeitliche Auflösung des Eismodells wird vorgegeben. Für die Berechnung der Energiebilanz in der Arktis wurden Reanalysedaten von ERA-Interim (ECMWF (2010)) verwendet. Mit Ausnahme der Niederschlagsdaten ist eine zeitliche Auflösung von sechs Stunden vorhanden. Die Niederschlagsmengen haben lediglich eine zeitliche Auflösung von zwölf Stunden. Diese wurden jedoch in ein sechsstündiges Format umgewandelt, indem die zwölfstündige Niederschlagssumme durch 2 dividiert wurde. Die Niederschlagsmenge ist entscheidend für das mögliche Wachstum einer Schneedecke, die wichtige Veränderungen der Albedo und damit der Energiebilanz verursacht.

Zu Beginn müssen noch weitere konstante Werte gesetzt werden. Dazu gehören die Dichte von Eis mit $0,90 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ und von Schnee mit $0,30 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$. Die Wärmekapazität von Wasser wird mit $4,19 \cdot 10^6 \text{ J/m}^3/\text{K}$ und die latente Wärme von Meereis, sprich die Schmelzenergie, mit $3,02 \cdot 10^8 \text{ J/m}^3/\text{K}$ angegeben.

Für verschiedene Untergründe werden ebenfalls Albedowerte unterschieden (nach Perovich (1996)), die in der Tabelle 5.1 gezeigt sind. Die Werte sind aus Beobachtungsdaten in hohen Breiten erhoben worden. Der Einfallswinkel der Sonne ist in der Arktis grundsätzlich niedrig und somit ähnlich, sodass die Sonnenstandabhängigkeit für diese Mittelwerte vernachlässigt wurde.

	Schnee	Eis	Wasser
Lufttemperatur $\geq 0 \text{ }^\circ\text{C}$	0,77	0,51	0,03
Lufttemperatur $< 0 \text{ }^\circ\text{C}$	0,80	0,57	0,03

Tabelle 5.1: Die Albedowerte in dem Eismodell hängen von der Lufttemperatur und dem vorhandenen Untergrund (Schnee, Eis oder Wasser) ab.

Die Wärmeleitfähigkeit von Eis wird auf $2,0 \frac{\text{W}}{\text{m}\cdot\text{K}}$ (Dietrich et al. (1975)) und von Schnee auf $0,3 \frac{\text{W}}{\text{m}\cdot\text{K}}$ (Launiainen und Cheng (1998)) gesetzt. Die Gefriertemperatur des Ozeans wird mit $-0,25 \text{ }^\circ\text{C}$ definiert.

Das Eismodell berechnet den Nettoenergiefluss in die ozeanische Deckschicht. Die Bilanz setzt sich aus folgenden Termen zusammen:

$$Q_{\text{net}} = H + LE + \beta \cdot LW + (1 - \alpha_w) \cdot SW + F_w - \beta \cdot \sigma \cdot T_w^4 \quad (5.1)$$

In Gleichung 5.1 ist H der sensibler Wärmefluss, LE der latenter Wärmefluss, LW die langwellige Gegenstrahlung, SW die kurzwellige Einstrahlung, F_w der ozeanischer Wär-

mefluss und T_w die Temperatur der Deckschicht.

Die einzelnen Komponenten der Gleichung werden mit Hilfe der aerodynamischen Bulkformeln (Parkinson und Washington (1979)) berechnet:

5.1.1 Fluss sensibler Wärme

$$H = \rho_a \cdot c_p \cdot C_H \cdot U_g (T_a - SST) \quad (5.2)$$

Für den Fluss sensibler Wärme (H) werden die Luftdichte in kg/m^3 (ρ_a), die spezifische Wärmekapazität der Luft in J/kg/K (c_p), der Transferkoeffizient für latente Wärme (C_H), der geostrophische Wind (U_g), die Lufttemperatur (T_a) und die Wasseroberflächentemperatur (SST) benötigt.

Die Evaporation wird ebenfalls in diesem Zusammenhang berechnet.

$$E = \frac{LE}{(L_z \cdot \rho_w) \cdot 1000} \quad (5.3)$$

5.1.2 Fluss latenter Wärme

$$LE = \rho_a \cdot L \cdot C_E \cdot U_g (q_{10m} - q_s) \quad (5.4)$$

In Gleichung 5.4 ist L die latente Wärme aufgrund von Verdunstung, C_E der Transferkoeffizient für sensible Wärme, q_{10m} die spezifische Feuchte in zehn Metern Höhe und q_s die spezifische Feuchte an der Oberfläche.

Die Formeln für die spezifischen Feuchten lauten:

$$q_{10m} = \frac{\epsilon \cdot e}{p - (1 - \epsilon)e} \quad (5.5)$$

und

$$q_s = \frac{\epsilon \cdot e_s}{p - (1 - \epsilon)e_s} \quad (5.6)$$

ϵ ist das Verhältnis vom molekularen Gewicht von Wasserdampf zu trockener Luft.

Dabei wird die Magnusformel verwendet:

$$e_s = 6,11 \cdot 10^{(A \cdot (SST - 273,15) / (SST - B))} \quad (5.7)$$

$$e = 6,11 \cdot 10^{(A \cdot (T_d - 273,15) / (T_d - B))} \quad (5.8)$$

mit $A = 17,08$, $B = 234,18$ und für Eisbedingungen $A = 17,84$, $B = 245,43$ (nach DWD (1987))

5.1.3 Langwellige Strahlung der Deckschicht

Die langwellige Ausstrahlung der Deckschicht ergibt sich nach dem Stefan-Boltzmann-Gesetz aus dessen physikalischer Temperatur T_w und einer Deckschichtemissivität von 0,985 (Zapadka et al. (2007)).

$$LW \uparrow = 0,985 \cdot \sigma \cdot T_w^4 \quad (5.9)$$

5.1.4 Langwellige Gegenstrahlung

Wie in Kapitel 4.14 gezeigt wurde, eignet sich die Parametrisierung nach Zapadka am besten für die langwellige Gegenstrahlung:

$$LW \downarrow_{Za} = (0,685 + 0,00452 \cdot 10^{-4} p_w) \cdot (1 + \alpha N^2) \sigma T^4 \quad (5.10)$$

Dabei ist α ein monatsabhängiger Faktor entsprechend Tabelle 5.2:

Monat	Wert für α
Januar	0,313
Februar	0,314
März	0,316
April	0,318
Mai	0,317
Juni	0,313
Juli	0,312
August	0,309
September	0,313
Oktober	0,323
November	0,319
Dezember	0,318

Tabelle 5.2: Der Wolkengewichtungsfaktor nach Zapadka in Abhängigkeit der Monate im Jahr.

5.1.5 Kurzwellige Einstrahlung

Auch für die kurzwellige Strahlung findet eine Parametrisierung Verwendung, die zuvor in Kapitel 4.6 mit Hilfe der Daten von dem Fahrtabschnitt ARK-XXIV/3 ausgewählt wurde. Dabei fiel die Entscheidung auf die Parametrisierung von Zillman mit dem Reduktionsfaktor $V_{wz} = 1,0 - 0,7 \cdot N^3$:

$$SW_Z = \frac{S_0 \cdot \cos\theta^2}{((\cos\theta + 2,7) \cdot p_w \cdot 10^{-5} + 1,085 \cdot \cos\theta + 0,1)) \cdot (1 - 0,7 \cdot N^3)} \quad (5.11)$$

5.1.6 Eis- und Schneeänderungen

Eine mögliche Änderung des Meereises und der Schneedecke wird nach Hibler (1980) berechnet. Dabei basieren die Änderungen auf den Strahlungsflüssen und thermodynamischen Effekten, also dem atmosphärischen und ozeanischen Wärmefluss. Ebenfalls wird möglicherweise auftretender Niederschlag und die Verdunstung berücksichtigt. Weitere Faktoren sind eine Salzgehaltänderung durch Schneeschmelze und die damit verbundene Änderung der Gefriertemperatur sowie die spezifische Feuchte und Wärmeleitfähigkeit des möglichen Meereises und die Eistemperatur.

5.2 Sensitivitätsanalysen

Bei Sensitivitätsanalysen wird ein oder mehrere Eingangsparameter verändert, um die Auswirkungen auf das Ergebnis zu untersuchen. So kann, wie im Rahmen dieser Arbeit, beispielsweise der Einfluss der Wolken auf die Energiebilanz und somit auch auf das Wachstum des Meereises analysiert werden. Mit dem eindimensionalen Eismodell können punktuell Extremfälle untersucht werden, die Hinweise auf mögliche Auswirkungen auf die Meereisbedeckung durch die globale Erwärmung geben können.

Das eindimensionale Eismodell wird für diese Arbeit drei Standorte in der Arktis untersuchen. Der erste Ort befindet sich im Randbereich des Arktischen Meereises bei $79,5^{\circ}\text{N}/0^{\circ}\text{E}$ in der Nähe von Spitzbergen. Die anderen beiden Standpunkte wurden im zentralen Nordpolarmeer gewählt, wo das Eiswachstum am größten ist: $85,5^{\circ}\text{N}/0^{\circ}\text{E}$ und $85,5^{\circ}\text{N}/180^{\circ}\text{E}$. Ein Vergleich mit den tatsächlichen Eisdicken gestaltet sich dennoch schwierig, da die realen Eisdicken stark vom Eisdrift beeinflusst werden, der in einem eindimensionalen Modell nicht integriert sein kann. Allerdings kann ermittelt werden, ob eisreiche oder eisarme Jahre auch in den Ergebnissen des eindimensionalen Modells wiederzufinden sind.

An den drei genannten Orten werden die Jahre 2006 bis 2009 mit den ERA-Interim-Daten als Eingangsdaten untersucht. Die Eisdicke wird für die beiden Orte mit einer geografischen Breite von $85,5^{\circ}\text{N}$ mit 0,5 m und die Schneehöhe mit 0,2 m zu Beginn eines jeden Jahres vorgegeben. Für die Position $79,5^{\circ}\text{N}/0^{\circ}\text{E}$ wird als Startwert für das Meereis eine Dicke von 0,3 m angenommen und für die Schneehöhe 0,1 m. So sind die Eisdicken und Schneehöhen jeweils am Ende des Jahres gut vergleichbar.

Um die Auswirkungen der Sensitivitätsanalysen zu quantifizieren wird das Eismodell zuerst mit den tatsächlichen Daten der Arktis angetrieben. Folgende Fälle werden für die Empfindlichkeitsanalysen untersucht:

- wolkenlose Bedingungen
- bedeckte Bedingungen

- Albedo ganzjährig auf 1
- Albedo ganzjährig auf 0
- ohne Schneedecke / Niederschlag

5.3 Ergebnisse

Zunächst finden nur die Ergebnisse der Sensitivitätsanalysen für das Jahr 2006 Beachtung, bevor später auch die weiteren Jahre hinzugezogen werden. Das Jahr 2006 war in der Arktis ein durchschnittliches Jahr mit einem Meereisminimum, das kaum vom Mittel abwich (Abbildung 5.22). Somit repräsentieren die Daten dieses Jahres ein typisches Jahr im Nordpolarmeer.

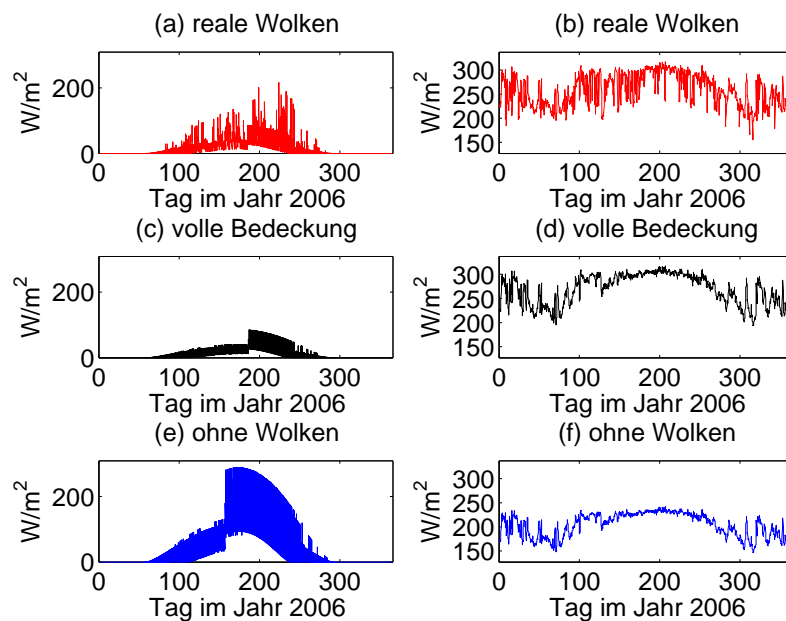


Abbildung 5.1: Ort: $79,5^{\circ}\text{N}/0^{\circ}\text{E}$, Jahr: 2006 (a) Nettobilanz der kurzwelligen Einstrahlung bei realen Wolkenbedingungen, (b) langwellige Gegenstrahlung bei realen Wolkenbedingungen, (c) Nettobilanz der kurzwelligen Einstrahlung bei voller Bedeckung, (d) langwellige Gegenstrahlung bei voller Bedeckung, (e) Netto der kurzwelligen Einstrahlung bei wolkenlosen Bedingungen, (f) langwellige Gegenstrahlung bei wolkenlosen Bedingungen.

5.3.1 Kurzwellige und langwellige Strahlung

Abbildung 5.1 zeigt in der linken Spalte die Netto-Solarstrahlung mit realen Wolkenverhältnissen, bedecktem und wolkenlosem Himmel bei $79,5^{\circ}\text{N}/0^{\circ}\text{E}$. Mit Netto-Solarstrahlung ist die kurzwellige Einstrahlung multipliziert mit dem Absorptionsfaktor des Untergrunds dargestellt. Der Absorptionsfaktor ist 1 minus dem Bodenalbedowert. Die sprunghaften Änderungen der kurzwelligen Einstrahlung haben ihre Ursache in der

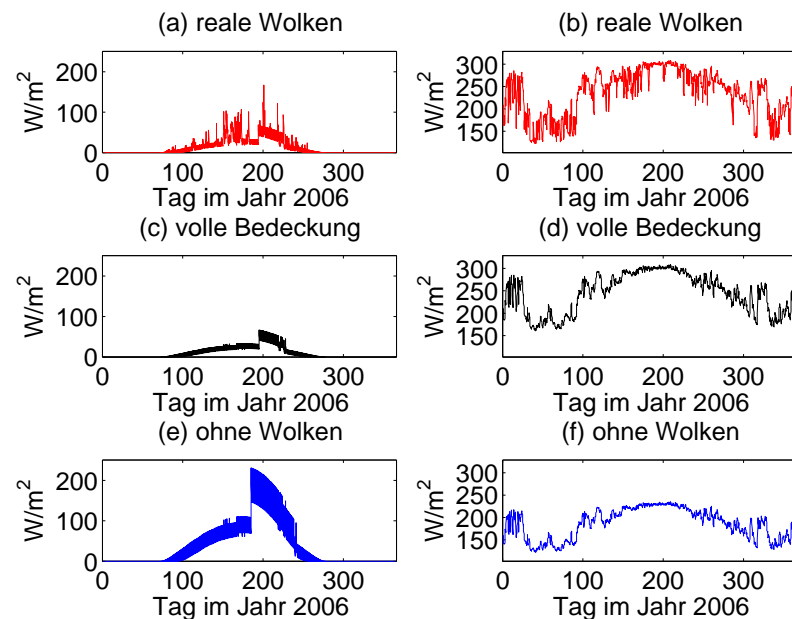


Abbildung 5.2: Ort: 85,5°N/0°E, Jahr: 2006 (a) Nettobilanz der kurzwellige Einstrahlung bei realen Wolkenbedingungen, (b) langwellige Gegenstrahlung bei realen Wolkenbedingungen, (c) Nettobilanz der kurzwellige Einstrahlung bei voller Bedeckung, (d) langwellige Gegenstrahlung bei voller Bedeckung, (e) Netto der kurzwellige Einstrahlung bei wolkenlosen Bedingungen, (f) langwellige Gegenstrahlung bei wolkenlosen Bedingungen.

plötzlichen Änderung der Bodenalbedo. In der rechten Spalte sind die entsprechenden Fälle für die langwellige Gegenstrahlung zu sehen.

Erwartungsgemäß ist die kurzwellige Einstrahlung unter wolkenfreien Bedingungen mit bis zu 287 W/m^2 am größten. Aber auch bei realen Bedeckungsgraden werden bis zu 278 W/m^2 solare Einstrahlung erreicht. Insgesamt sind die Werte aber deutlich niedriger. Unter vollständig bedeckten Bedingungen mit einer optischen Dicke von 15 werden nur Solarstrahlungswerte von bis zu 86 W/m^2 errechnet.

Die langwellige Gegenstrahlung verhält es sich umgekehrt. So werden dort die höchsten Werte erreicht, wenn Wolken vorhanden sind und die niedrigsten, wenn wolkenloser Himmel vorgegeben wird. Bei realen Wolkenverhältnissen werden Werte von 170 bis 319 W/m^2 langwelliger Gegenstrahlung ausgegeben, während es bei vollständiger Bedeckung 190 bis 322 W/m^2 und bei wolkenlosem Himmel 145 bis 246 W/m^2 sind. Die höchsten thermischen Gegenstrahlungswerte treten im Sommer auf, wenn die Atmosphäre am wärmsten ist. Die niedrigsten Werte werden mit den kalten Temperaturen im Winter erreicht.

In Abbildung 5.2 sind die gleichen Fälle dargestellt, dieses Mal jedoch für den Standort 85,5°N/0°E. Durch die nördlichere Lage setzt die solare Einstrahlung im Frühjahr etwas später ein und im Herbst früher aus. Auch die höchste Einstrahlung ist niedriger. Auf die langwellige Gegenstrahlung hingegen hat die Ortsänderung in die höheren Brei-

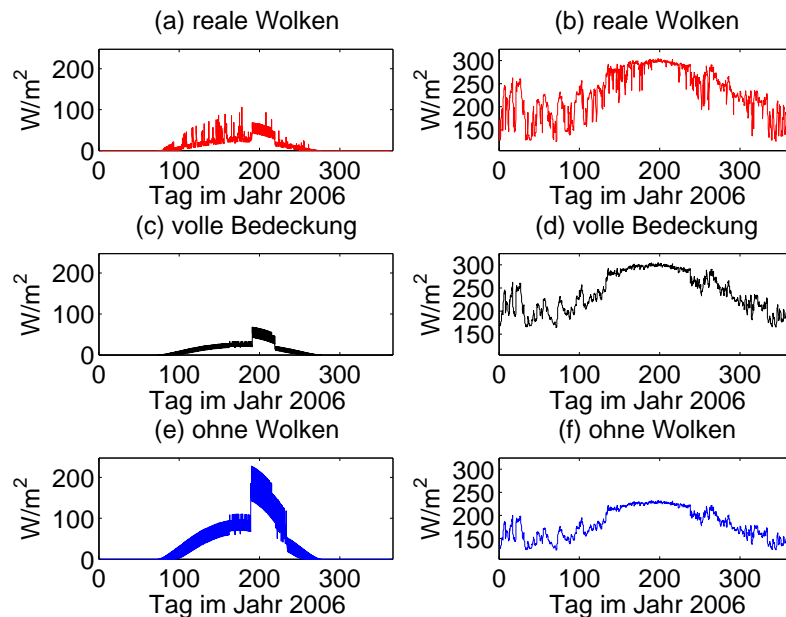


Abbildung 5.3: Ort: 85,5°N/180°E, Jahr: 2006 (a) Nettobilanz der kurzwelligen Einstrahlung bei realen Wolkenbedingungen, (b) langwellige Gegenstrahlung bei realen Wolkenbedingungen, (c) Nettobilanz der kurzwelligen Einstrahlung bei voller Bedeckung, (d) langwellige Gegenstrahlung bei voller Bedeckung, (e) Netto der kurzwelligen Einstrahlung bei wolkenlosen Bedingungen, (f) langwellige Gegenstrahlung bei wolkenlosen Bedingungen.

ten kaum Auswirkungen.

Bei ganzjährig bedecktem Himmel ist die maximale Netto-Solarstrahlung mit 66 W/m² um 20 W/m² niedriger als 6 Breitengrade weiter südlich. Unter realen Wolkenbedingungen wird eine Strahlung von bis zu 127 W/m² (151 W/m² weniger als bei 79,5°N) und bei wolkenlosem Himmel von bis zu 233 W/m² (54 W/m² weniger als bei 79,5°N) errechnet.

Die langwellige Gegenstrahlung wird bei 85,5°N/0°E und wolkenlosem Himmel mit Werten von 119 bis 235 W/m² berechnet, während für den bedeckten Fall 157 bis 308 W/m² und für den realen Fall 120 bis 307 W/m² langwellige Gegenstrahlung bestimmt werden.

Abbildung 5.3 zeigt ähnliche Werte für den Ort 85,5°N/180°E. Für den bedeckten Fall werden für die Netto-Solarstrahlung Werte von bis zu 70 W/m² und für die langwellige Gegenstrahlung von 156 bis 307 W/m² berechnet. Unter wolkenlosen Bedingungen erreichen die Werte für die am Boden vorhandene kurzwellige Einstrahlung bis zu 234 W/m² und für die langwellige Gegenstrahlung 119 bis 234 W/m². Die realen Werte für die solare Einstrahlung werden mit bis zu 183 W/m² und für die thermische Gegenstrahlung mit 122 bis 307 W/m² bestimmt.

5.3.2 Sensibler und latenter Wärmefluss

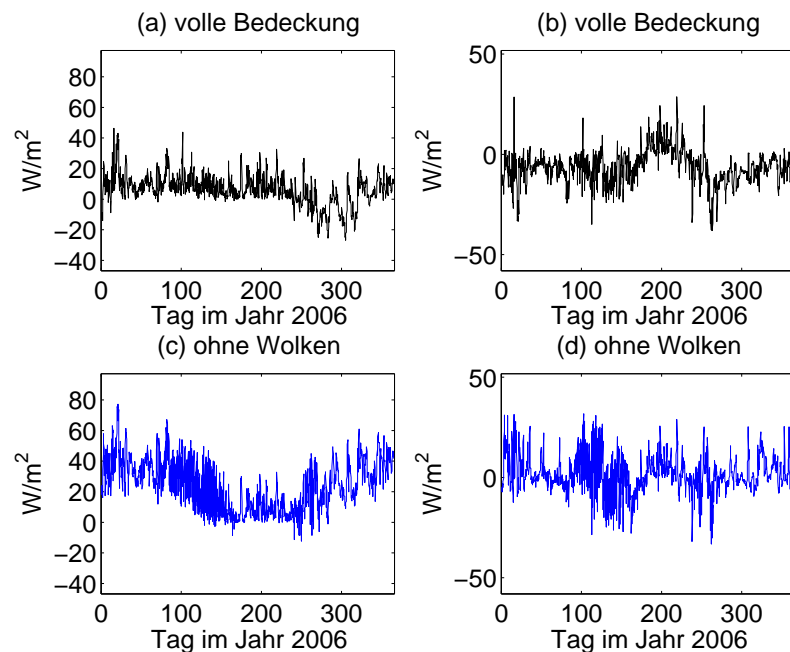


Abbildung 5.4: Ort: $79,5^{\circ}\text{N}/0^{\circ}\text{E}$, Jahr: 2006 (a) sensibler Wärmefluss bei voller Bedeckung, (b) latenter Wärmefluss bei voller Bedeckung, (c) sensibler Wärmefluss bei wolkenlosen Bedingungen, (d) latenter Wärmefluss bei wolkenlosen Bedingungen.

Neben der kurzwelligen und langwelligen Strahlung beinhaltet die Energiebilanz auch den sensiblen und latenten Wärmefluss. In Abbildung 5.4 wird in der linken Spalte der sensible und in der rechten der latente Wärmefluss für $79,5^{\circ}\text{N}/0^{\circ}\text{E}$ im Jahr 2006 dargestellt. Dabei ist in der jeweils oberen Grafik der Fluss für die vollständige Bedeckung und in der unteren für den wolkenlosen Himmel zu sehen.

Bei bedecktem Himmel bewegen sich die Werte des sensiblen Wärmeflusses etwa zwischen -20 und 40 W/m^2 . Unter wolkenfreien Bedingungen hingegen liegen sie zwischen 0 und 70 W/m^2 .

Der latente Wärmefluss liegt für den wolkenfreien Fall nach den Berechnungen des Eismodells meist zwischen -30 und 20 W/m^2 . Bei durchgängig bedecktem Himmel ist der Bereich, in dem sich der latente Wärmefluss bewegt, zwar sehr ähnlich, allerdings sind die täglichen Schwankungen deutlich geringer ausgeprägt.

In Abbildung 5.5 sind die gleichen Auswertungsgrafiken für den Ort $85,5^{\circ}\text{N}/0^{\circ}\text{E}$ zu finden. Dabei liegt der fühlbare Wärmefluss im vollständig bedeckten Fall meist zwischen -10 und 20 W/m^2 . Mit wolkenlosem Himmel hingegen bewegen sich die Werte überwiegend zwischen -10 und 50 W/m^2 fühlbarer Wärme. Maximal wurden $63,0 \text{ W/m}^2$ erreicht. Beim latenten Wärmefluss ist zu erkennen, dass die Werte bei wolkenlosem Himmel ausgeprägter sind als mit bedecktem. Im ersten Fall liegen die Werte zwischen $-33,6$ und $35,9 \text{ W/m}^2$ und im zweiten bei $-25,3$ und $16,6 \text{ W/m}^2$ latenter Wärme.

Am dritten Standort $85,5^{\circ}\text{N}/180^{\circ}\text{E}$ zeigt sich ein ähnliches Bild (Abbildung 5.6). Wäh-

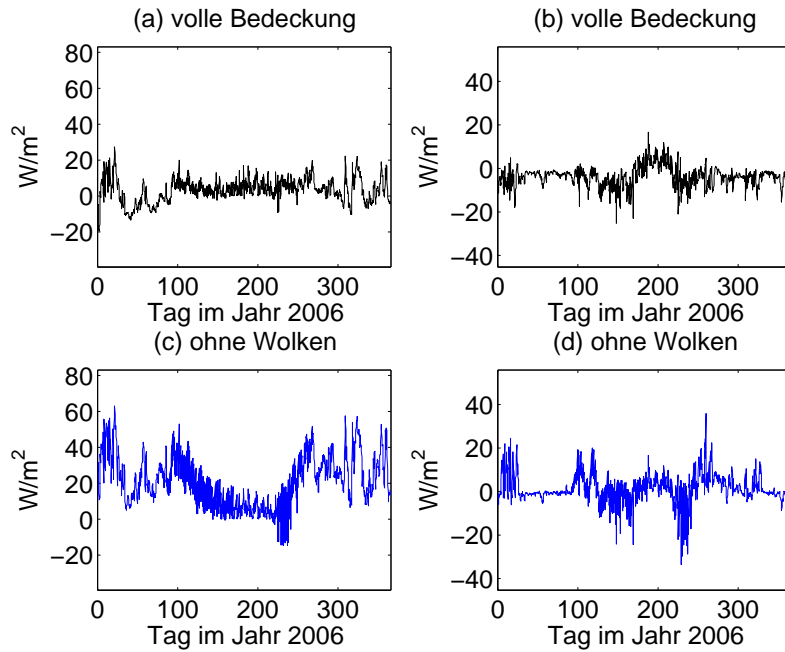


Abbildung 5.5: Ort: 85, 5°N/0°E, Jahr: 2006 (a) sensibler Wärmefluss bei voller Bedeckung, (b) latenter Wärmefluss bei voller Bedeckung, (c) sensibler Wärmefluss bei wolkenlosen Bedingungen, (d) latenter Wärmefluss bei wolkenlosen Bedingungen.

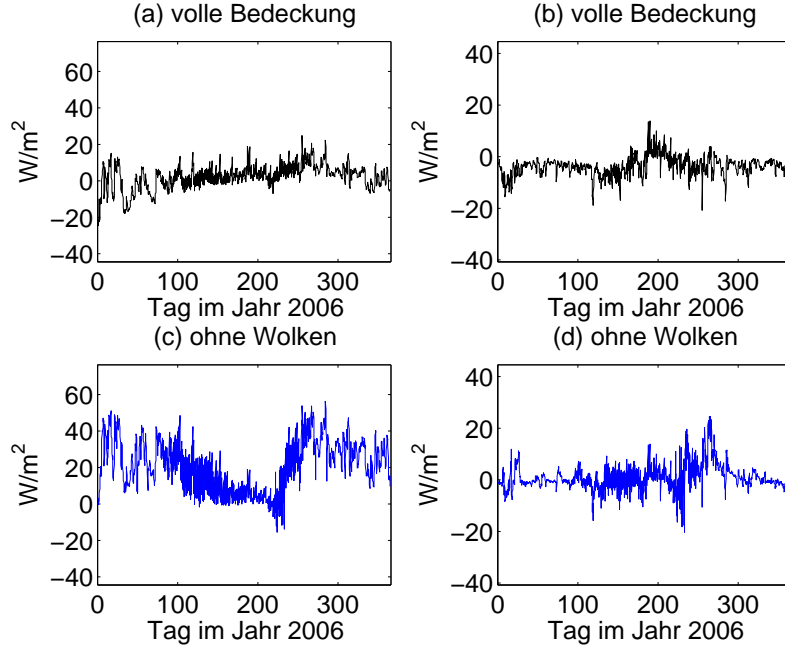


Abbildung 5.6: Ort: 85, 5°N/180°E, Jahr: 2006 (a) sensibler Wärmefluss bei voller Bedeckung, (b) latenter Wärmefluss bei voller Bedeckung, (c) sensibler Wärmefluss bei wolkenlosen Bedingungen, (d) latenter Wärmefluss bei wolkenlosen Bedingungen.

rend sich der fühlbare Wärmefluss für den über das gesamte Jahr vollständig bedeckten Himmel zwischen $-24,5$ und $24,9 \text{ W/m}^2$ bewegt, liegt er mit wolkenlosen Bedingungen bei $-15,5$ bis $56,4 \text{ W/m}^2$ und damit insgesamt deutlich höher. Der latente Wärmefluss ist unter wolkenlosem Einfluss insgesamt erneut deutlich ausgeprägter als mit vollständig bedecktem Himmel. Die Extremwerte liegen im ersten Fall zwischen $-20,7$ und $13,9 \text{ W/m}^2$ und im zweiten zwischen $-20,3$ und $24,6 \text{ W/m}^2$.

5.3.3 Energiebilanz

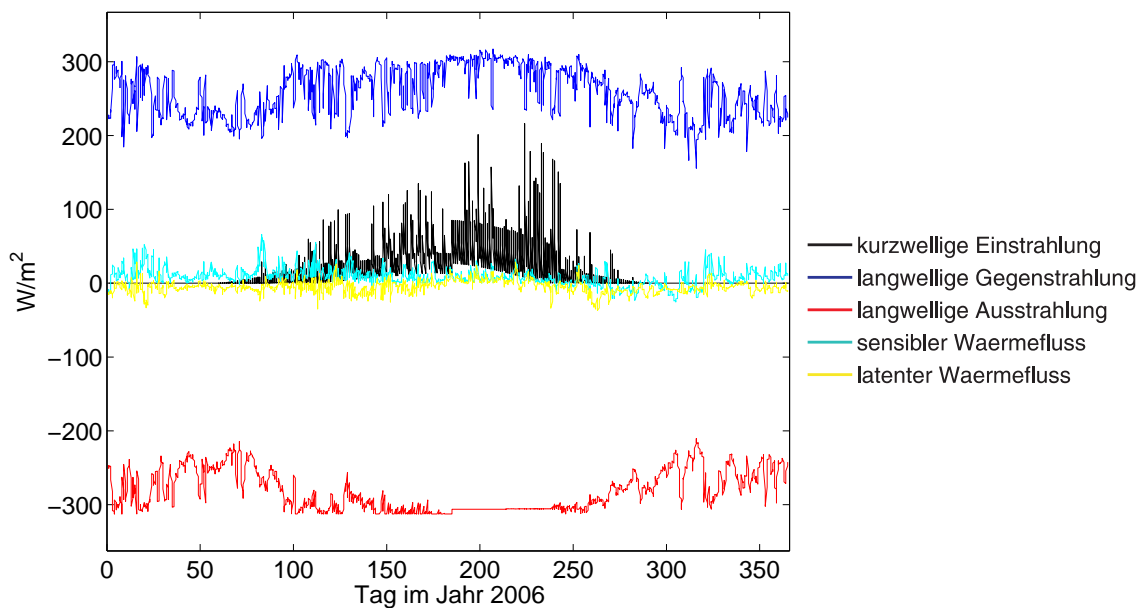


Abbildung 5.7: Flüsse, die zusammen die Energiebilanz bilden, im Jahr 2006 bei $79,5^\circ\text{N}/0^\circ\text{E}$.

In den Abbildungen 5.7 bis 5.9 sind für die bekannten drei Standorte im Nordpolarmeer die einzelnen Flüsse aufgetragen. Es fällt auf, dass die langwellige Strahlung dominant ist und die solare Einstrahlung nur im Sommer eine Rolle spielt.

Am Standort $79,5^\circ\text{N}/0^\circ\text{E}$ (Abbildung 5.7) schwankt die langwellige Gegenstrahlung zwischen 200 und 300 W/m^2 und erreicht die Minimumwerte zwischen Herbst und Frühling. Auch die langwellige Ausstrahlung schwankt zwischen rund 200 und 300 W/m^2 , wobei sich hier die Minimumwerte zur dunklen Jahreszeit noch etwas deutlicher von den Sommerwerten unterscheiden. Die kurzwellige Einstrahlung setzt im Frühling ein und fehlt ab Herbst. Im Sommer werden Werte von etwas über 200 W/m^2 solarer Einstrahlung erreicht. Die latenten und sensiblen Wärmeflüsse spielen nur eine untergeordnete Rolle.

Weiter nördlich bei $85,5^\circ\text{N}$ steht die kurzwellige Strahlung für einen kürzeren Zeitraum zur Verfügung steht (Abbildungen 5.8 und 5.9). Die Strahlungsspitzen sind dort mit Werten zwischen 100 und 150 W/m^2 solarer Einstrahlung niedriger als an der südlicheren Position sind. Wegen der kälteren Temperaturen sind sowohl die langwellige Ausstrahlung als auch die Gegenstrahlung gering. So wird teilweise im Winter und Frühjahr eine

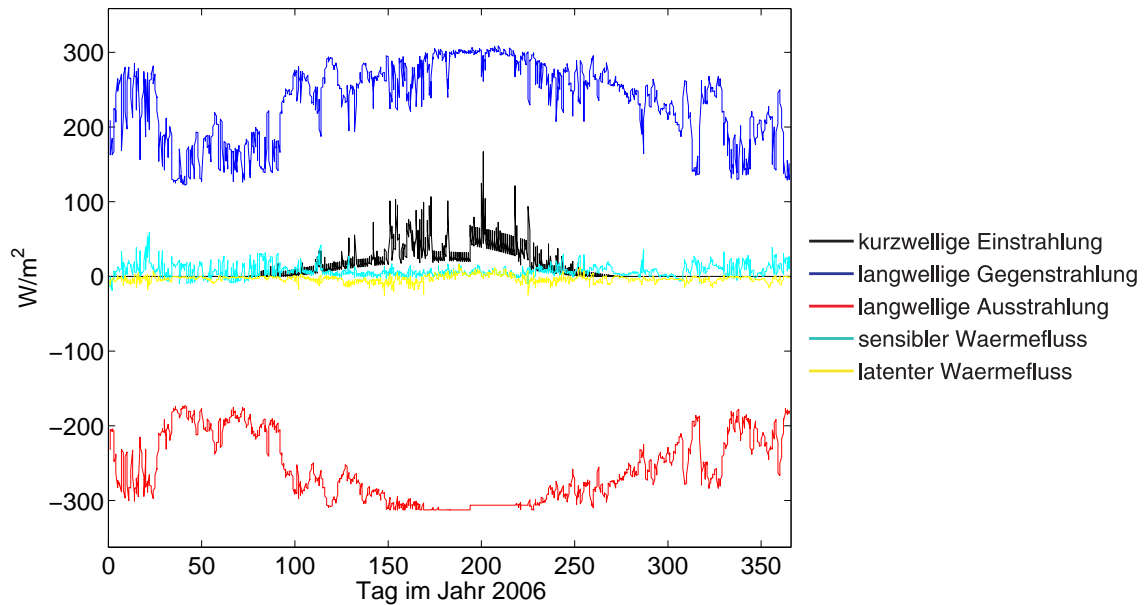


Abbildung 5.8: Flüsse, die zusammen die Energiebilanz bilden, im Jahr 2006 bei 85, 5°N/0°E.

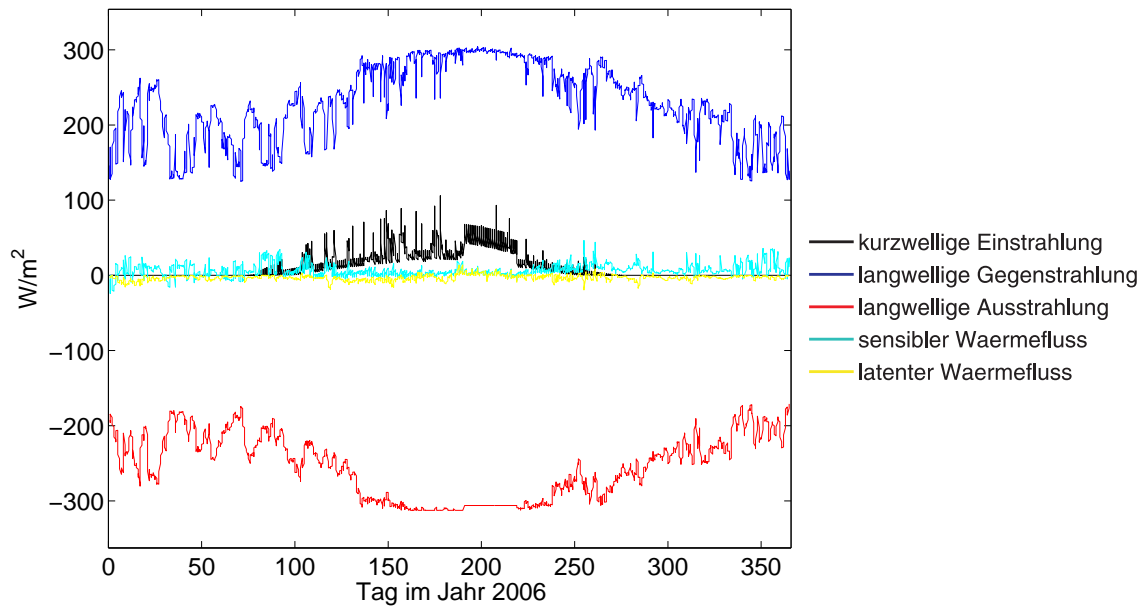


Abbildung 5.9: Flüsse, die zusammen die Energiebilanz bilden, im Jahr 2006 bei 85, 5°N/180°E.

langwellige Gegenstrahlung von rund 100 W/m^2 erreicht.

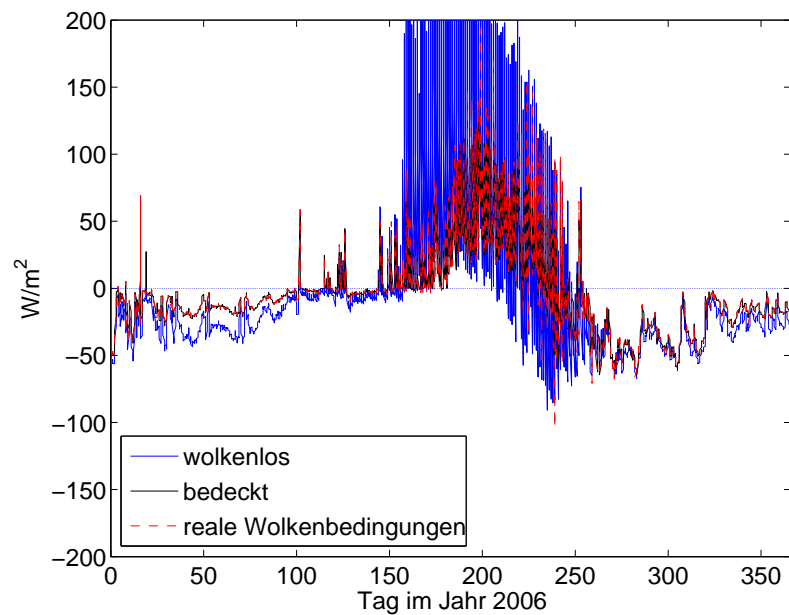


Abbildung 5.10: Energiebilanz bei verschiedenen Wolkenbedingungen bei 79,5°N/0°E im Jahr 2006.

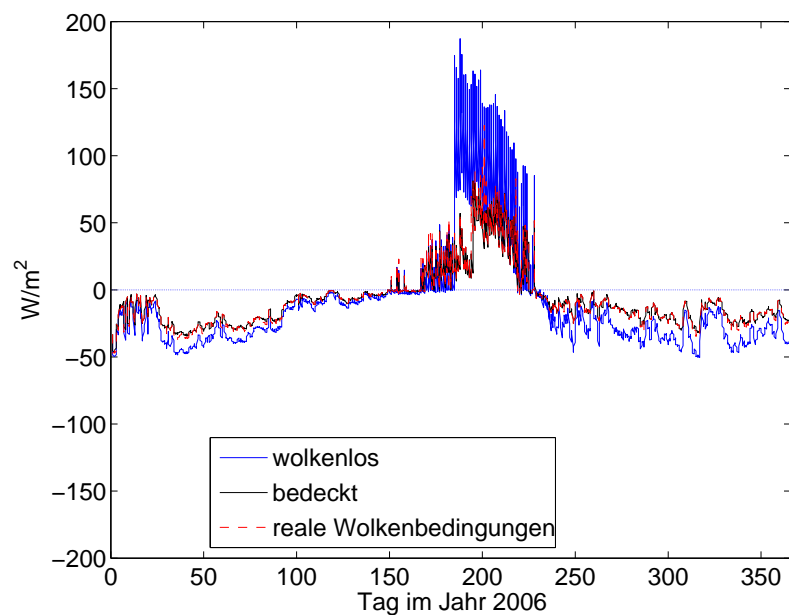


Abbildung 5.11: Energiebilanz bei verschiedenen Wolkenbedingungen bei 85,5°N/0°E im Jahr 2006.

In den Abbildungen 5.10 bis 5.12 sind die einzelnen Flüsse addiert aufgetragen. Das Resultat ist somit die gesamte Energiebilanz am Boden. Dabei wird für jeweils drei verschiedene Fälle die Energiebilanz ausgegeben: reale Wolkenbedingungen, wolkenloser und vollständig bedeckter Himmel. An allen drei Orten ist die Bilanz lediglich im Sommer positiv und sonst durchgängig negativ. Am Standort 79,5°N/0°E (Abbildung 5.10)

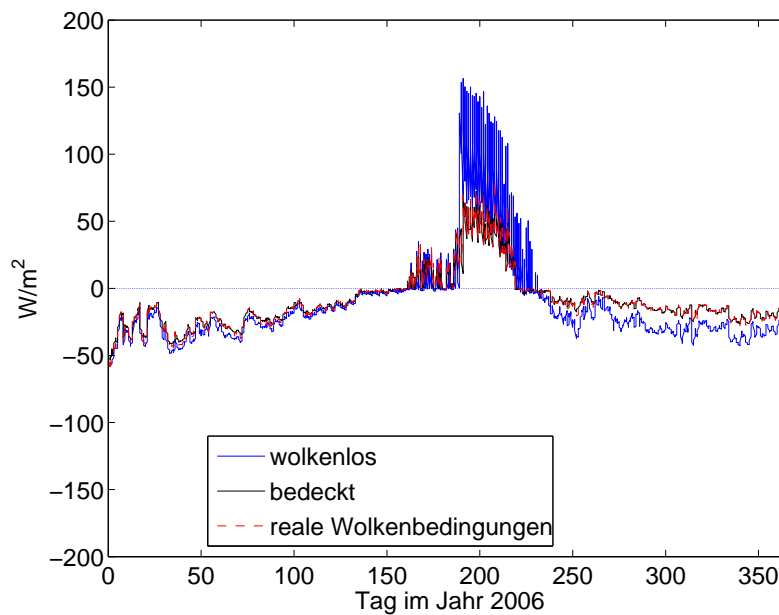


Abbildung 5.12: Energiebilanz bei verschiedenen Wolkenbedingungen bei $85,5^\circ\text{N}/180^\circ\text{E}$ im Jahr 2006.

ist der Zeitraum der positiven Energiebilanz wegen der südlicheren Lage etwas länger und intensiver. Dort werden Werte bei wolkenlosem Himmel von über 200 W/m^2 festgestellt. Weiter nördlich an den Positionen $85,5^\circ\text{N}/0^\circ\text{E}$ (Abbildung 5.11) und $85,5^\circ\text{N}/180^\circ\text{E}$ (Abbildung 5.12) hingegen bleiben auch im wolkenlosen Fall die Werte für die Energiezufuhr an der Oberfläche unter 200 W/m^2 . In allen Abbildungen zur Energiebilanz wird sichtbar, dass es kaum Unterschiede zwischen dem bedeckten und realen Fall gibt. Dies erklärt sich mit dem üblicherweise sehr hohen Bedeckungsgrad an Wolken in den arktischen Regionen. Während im Sommer Wolken die positive Energiebilanz reduzieren, bewirken sie im Winter am Boden eine Erhöhung der zur Verfügung stehenden Energie. Positive Energiebilanzen werden bei $79,5^\circ\text{N}$ von Anfang Juni bis Ende August erreicht. Bei $85,5^\circ\text{N}$ umfasst diese Spanne einen Monat weniger von Mitte Juni bis Mitte August.

5.3.4 Meereis

Resultierend aus einer negativen Energiebilanz bildet sich in der Arktis eine Eisdecke. Das eindimensionale Eismodell liefert für die verschiedenen Sensitivitätstests unterschiedliche Eisdicken, die in den Abbildungen 5.13 bis 5.15 zu sehen sind.

Für den bedeckten und realen Fall gibt es an der Position $79,5^\circ\text{N}/0^\circ\text{E}$ (Abbildung 5.13) erneut kaum Unterschiede und am Ende wird eine Eisdecke von 100 cm bzw. 101 cm errechnet. Mit wolkenlosem Himmel gibt es zwar zum Sommer hin einen schnelleren Schmelzprozess und das Meereis ist früher geschmolzen, aber im Herbst und zum Winter hin kann es durch die höhere negative Energiebilanz schneller und intensiver wachsen und erreicht am Ende des Jahres 127 cm . Eine Bodenalbido von Null lässt das Eis

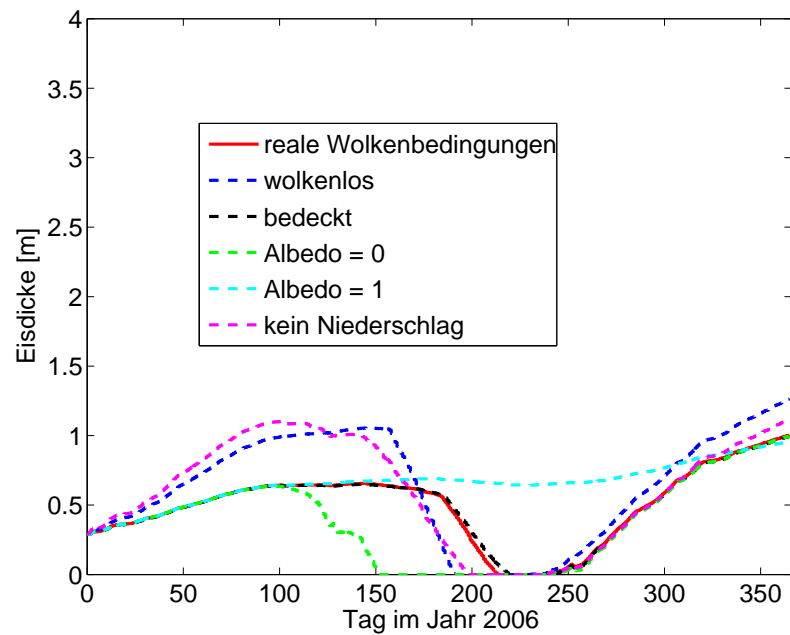


Abbildung 5.13: Eisdicke unter verschiedenen Bedingungen bei 79,5°N/0°E im Jahr 2006.

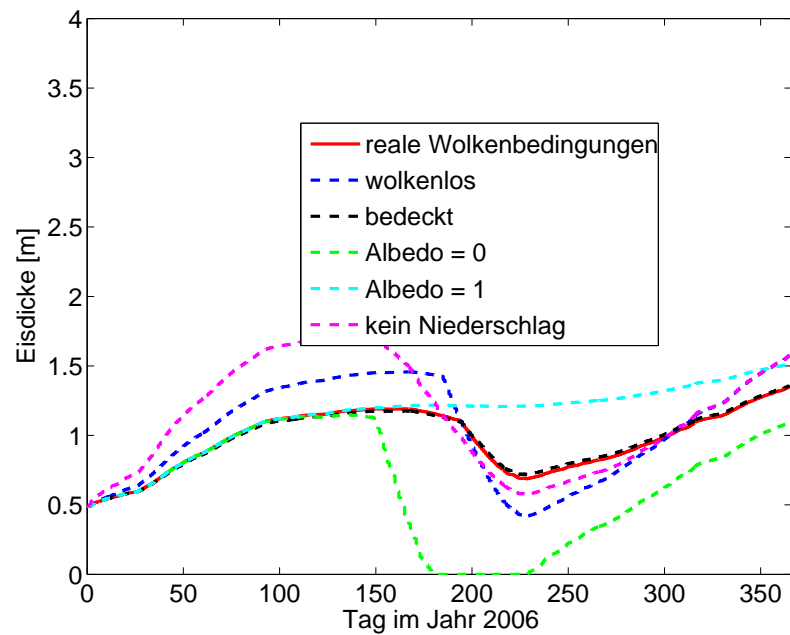


Abbildung 5.14: Eisdicke unter verschiedenen Bedingungen bei 85,5°N/0°E im Jahr 2006.

zum Sommer hin am schnellsten schmelzen. Allerdings wird auch deutlich, dass es bei dem Eiswachstum ab September (Tag 244) keinen Einfluss mehr hat. Eine Albedo von Eins hingegen verhindert das sommerliche Abschmelzen und bildet auch eine höhere Schneedecke aus, die ein stärkeres Eiswachstum in der dunklen Jahreszeit verhindert. Der isolierende Effekt der Schneedecke zeigt sich auch im letzten Fall ohne Niederschlä-

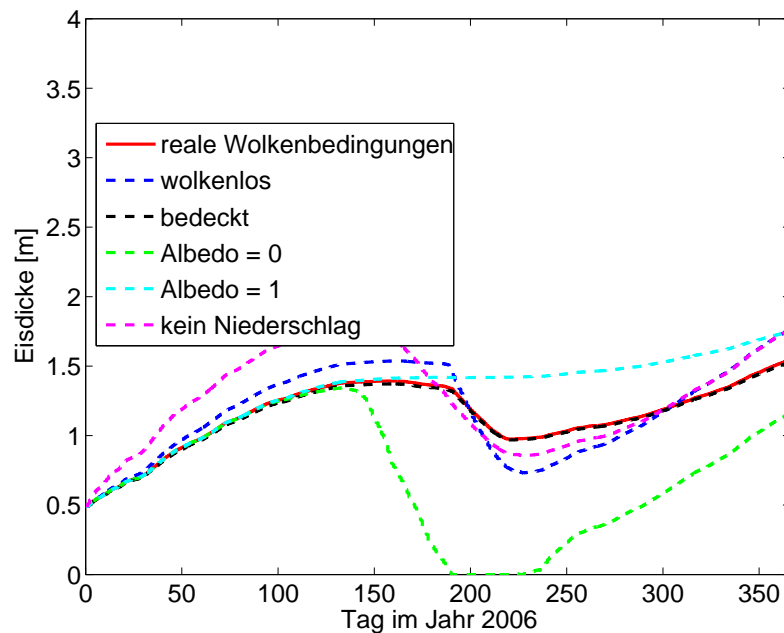


Abbildung 5.15: Eisdicke unter verschiedenen Bedingungen bei $85,5^\circ\text{N}/180^\circ\text{E}$ im Jahr 2006.

ge: Bei fehlender Solareinstrahlung kann das Eis ohne die schützende Schneedecke viel schneller wachsen. Sobald aber die Energiebilanz positiv wird, schmilzt das Eis deutlich schneller.

An den beiden Koordinatenpunkten weiter im Norden zeigen sich für die einzelnen Sensitivitätstests ähnliche Verläufe. Allerdings kann sich dort aufgrund der längeren und intensiveren negativen Energiebilanz eine mächtigere Eisschicht ausbilden, die in den meisten Fällen auch ganzjährig vorhanden ist. Abbildung 5.14 kann entnommen werden, dass die Eisdicke für den wolkenlosen Fall bei $85,5^\circ\text{N}/0^\circ\text{E}$ mit 158 cm deutlich über dem bedeckten und realen mit 136 bzw. 135 cm liegt. In der zentralen Arktis ($85,5^\circ\text{N}/180^\circ\text{E}$) werden am Ende des Jahres 2006 sogar noch etwas höhere Eisdicke berechnet. Mit durchgängig wolkenlosem Himmel ergeben sich 176 cm, mit bedecktem 153 cm und mit realen Wolkenbedingungen 155 cm Eisdicke, wozu der Verlauf in Abbildung 5.15 zu sehen ist.

5.3.5 Schneehöhe

Die Schneehöhen und das Vorhandensein von Schnee spielt eine wichtige Rolle, da dadurch die Albedo und damit auch die Energiebilanz beeinflusst werden. Außerdem wirkt eine Schneedecke isolierend auf das Eiswachstum, aber auch auf das Schmelzen des Meereises. In den Abbildungen 5.16 bis 5.18 sind die Schneehöhen für verschiedene Fälle an den drei bekannten Orten in der Arktis für das Jahr 2006 zu sehen.

Am Standort $79,5^\circ\text{N}/0^\circ\text{E}$ (Abbildung 5.16) ist zu erkennen, dass Mitte April mit dem Einsetzen der Solarstrahlung die Schneehöhe für den Fall, dass der Schnee eine Albedo

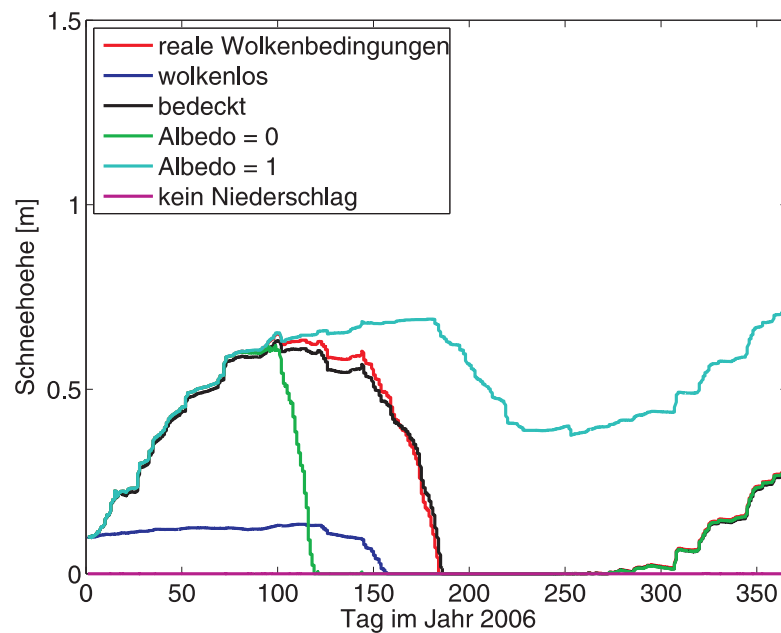


Abbildung 5.16: Schneehöhe unter verschiedenen Bedingungen bei 79,5°N/0°E im Jahr 2006.

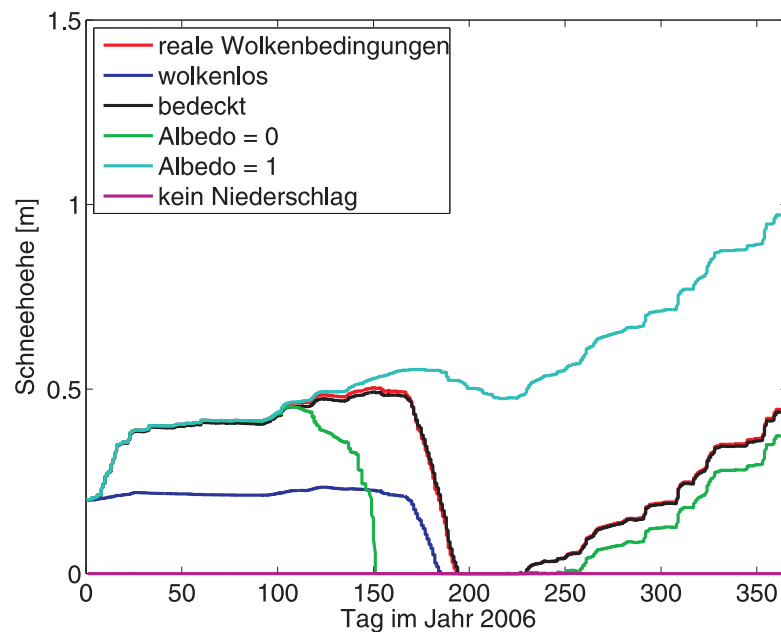


Abbildung 5.17: Schneehöhe unter verschiedenen Bedingungen bei 85,5°N/0°E im Jahr 2006.

von Null hat, innerhalb weniger Tage schmilzt. Für den bedeckten und realen Fall setzt zu diesem Zeitpunkt auch der Schmelzprozess ein, läuft aber wesentlich schwächer ab. Aufgrund der fehlenden Niederschläge bei wolkenlosem Himmel, ist die vorgegebene Schneedecke von 10 cm bei positiver Energiebilanz schnell geschmolzen. Durch Schneefälle im Herbst und Winter kann sich die Schneedecke für vollständig bedeckte und reale

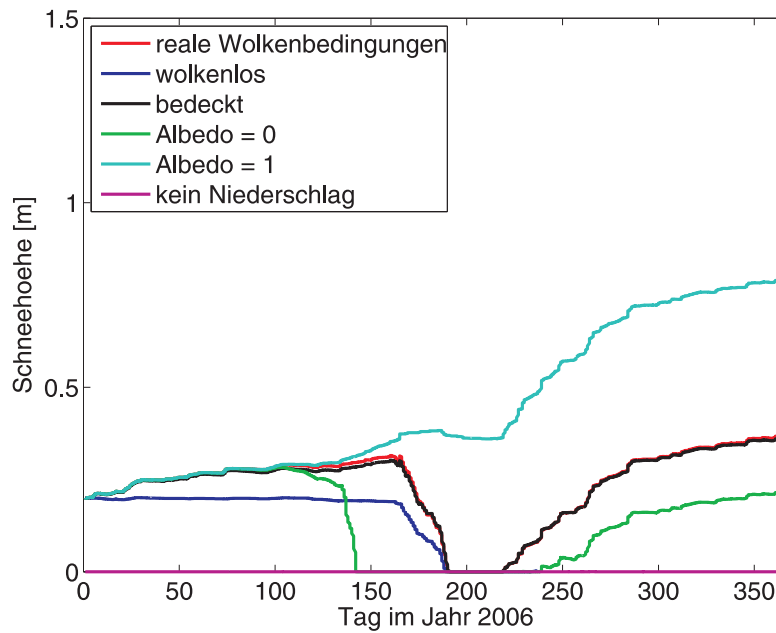


Abbildung 5.18: Schneehöhe unter verschiedenen Bedingungen bei 85,5°N/180°E im Jahr 2006.

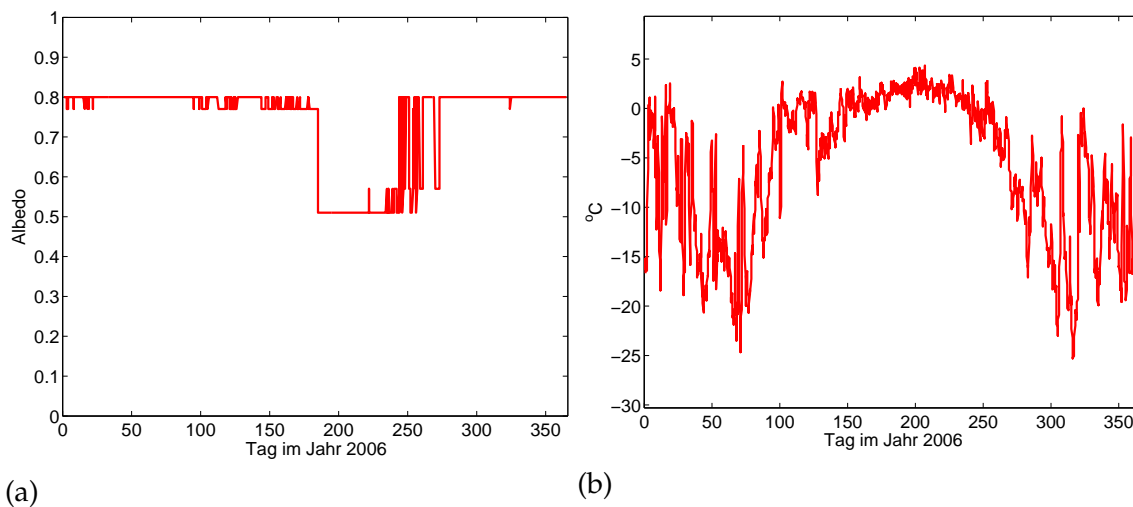


Abbildung 5.19: (a) Bodenalbedo- und (b) Lufttemperaturverlauf bei 79,5°N/0°E im Jahr 2006.

Wolkenverhältnisse auf 28 cm anwachsen.

An den Orten 85,5°N/0°E (Abbildung 5.17) und 85,5°N/180°E (Abbildung 5.18) zeigt sich ein vergleichbarer Verlauf der Schneehöhenentwicklung. Die Schmelzphase ist etwas kürzer. Dafür fällt insgesamt etwas weniger Niederschlag, sodass die Schneehöhe nicht so stark wachsen kann.

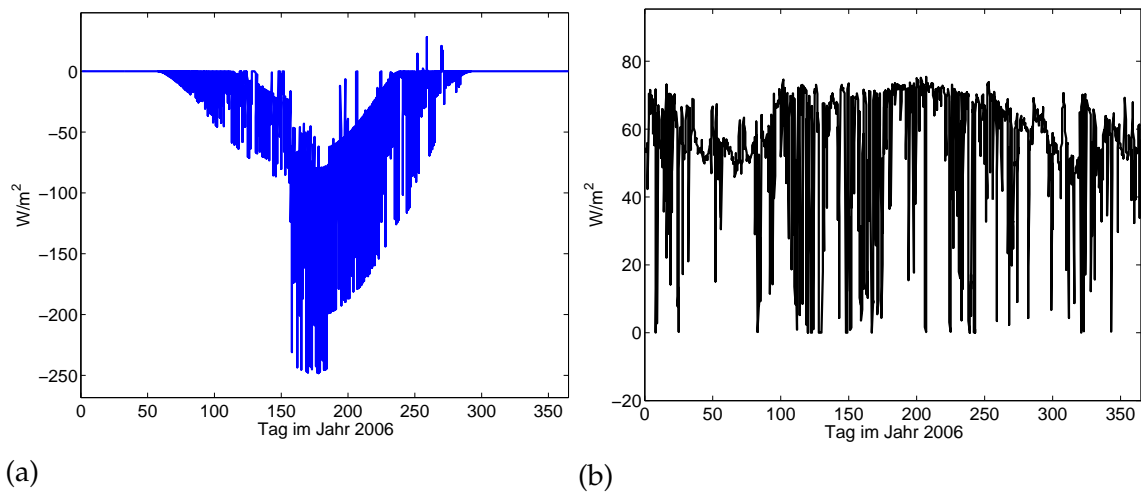


Abbildung 5.20: (a) Kurzwelliger und (b) langwelliger Strahlungsantrieb bei $79,5^\circ N/0^\circ E$ im Jahr 2006.

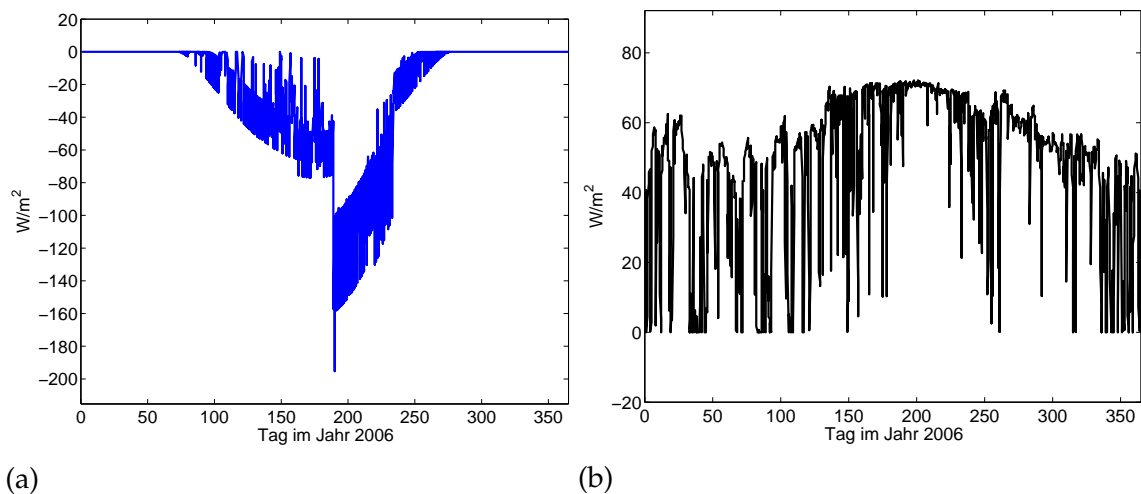


Abbildung 5.21: (a) Kurzwelliger und (b) langwelliger Strahlungsantrieb bei $85,5^\circ N/180^\circ E$ im Jahr 2006.

5.3.6 Albedo

Wie in Kapitel 5.1 beschrieben, wird für die Bodenalbedo eine recht einfache, aber häufig verwendete Parametrisierung eingesetzt. In dieser Arbeit werden die Werten von Perovich (1996) verwendet. Die Abbildung 5.19 zeigt den Verlauf der Bodenalbedo für den Ort $79,5^\circ N/0^\circ E$ im Jahr 2006 mit dem dazugehörigen Temperaturverlauf. Dabei ist im Sommer deutlich der Rückgang der Bodenalbedo zu sehen, der allerdings aufgrund der Parametrisierung sprunghaft stattfindet. In Wahrheit sind die Übergänge fließend. Eine Parametrisierung der Albedo gestaltet sich jedoch wegen des schwierigen Zusammenspiels von Schnee, Eis und Wasser oftmals kompliziert.

5.3.7 Wolken-Strahlungsantrieb

Der Wolken-Strahlungsantrieb wurde bereits im Kapitel 2 beschrieben, soll aber nun im Speziellen mit dem eindimensionalen Eismodell betrachtet werden.

In Abbildung 5.20 ist unter (a) der kurzwellige Wolken-Strahlungsantrieb und unter (b) der langwellige für das Jahr 2006 bei $79,5^\circ\text{N}/0^\circ\text{E}$ zu finden. Im Sommer haben die Wolken auf die kurzwellige Einstrahlung einen Antrieb von bis zu -250 W/m^2 , während im Winter bei fehlender Solarstrahlung auch kein Wolken-Strahlungsantrieb für den kurzwelligen Bereich existiert. Der langwellige Wolken-Strahlungsantrieb wird von dem Modell das ganze Jahr über recht konstant mit 70 W/m^2 berechnet. Lediglich im Frühjahr und im Herbst gibt es Minima von knapp 60 W/m^2 .

An dem Ort $85,5^\circ\text{N}/180^\circ\text{E}$ (Abbildung 5.21) ist der kurzwellige Wolken-Strahlungsantrieb im Jahr 2006 minimal -200 W/m^2 , während der langwellige wieder bis zu 70 W/m^2 beträgt. Der langwellige Wolken-Strahlungsantrieb hat allerdings deutlich ausgeprägtere Minima im Frühjahr und Herbst.

5.3.8 2006 – 2009

Mit dem Eismodell wurden neben dem Jahr 2006 auch für 2007 bis 2009 die Energiebilanzen und die daraus resultierenden Eisdicken und Schneehöhen mit Hilfe der ERA-Interim-Daten berechnet. Da die Verläufe von der Form große Ähnlichkeiten aufweisen, werden die Folgejahre im Vergleich mit 2006 in Tabellen betrachtet.

Jahr	reale Wolken	bedeckt	wolkenlos
2006	$-20,8\text{ kWh/m}^2$	$-29,3\text{ kWh/m}^2$	$10,8\text{ kWh/m}^2$
2007	$24,6\text{ kWh/m}^2$	$14,1\text{ kWh/m}^2$	$25,7\text{ kWh/m}^2$
2008	$16,1\text{ kWh/m}^2$	$4,2\text{ kWh/m}^2$	$20,8\text{ kWh/m}^2$
2009	$10,8\text{ kWh/m}^2$	$-4,9\text{ kWh/m}^2$	$21,3\text{ kWh/m}^2$

Tabelle 5.3: Die Summen der Energiebilanzen für den realen, wolkenfreien und bedeckten Fall in den Jahren 2006 bis 2009 bei $79,5^\circ\text{N}/0^\circ\text{E}$.

Tabelle 5.3 ist zu entnehmen, dass das Jahr 2006 bei $79,5^\circ\text{N}/0^\circ\text{E}$ eine auffallend negative Bilanz am Ende des Jahres hat, während die anderen Jahre positive Bilanzen aufweisen. Im Vergleich mit dem bedeckten und wolkenlosen Lauf des Modells fällt auf, dass für durchgängig wolkenlosem Himmel dem Boden am Ende des Jahres eine höhere Energie zugeführt wird als für bedeckte Bedingungen. Dieser Zustand ändert sich an den beiden weiter nördlich gelegenen Standorten. Ein weiterer bemerkenswerter Punkt ist, dass die Energiebilanz in der Summe im Jahr 2006 für den realen Fall annähernd dem bedeckten Fall entspricht. Im Jahr 2007 ist die Summe mit realen Wolkenbedingungen hingegen an dem wolkenlosen Fall orientiert. 2008 und 2009 bewegt sich die Summe für den wahren Bedeckungsgrad zwischen dem wolkenlosen und vollständig bedeckten Fall.

Für $85,5^\circ\text{N}/0^\circ\text{E}$ sind die Summen der Energiebilanz für den realen Bedeckungsgrad der Wolken den der vollständigen Bedeckung sehr ähnlich (Tabelle 5.4). In allen vier Jahren

Jahr	reale Wolken	bedeckt	wolkenlos
2006	−64,8 kWh/m ²	−65,6 kWh/m ²	−85,5 kWh/m ²
2007	−73,0 kWh/m ²	−75,0 kWh/m ²	−82,3 kWh/m ²
2008	−76,9 kWh/m ²	−77,6 kWh/m ²	−85,8 kWh/m ²
2009	−70,6 kWh/m ²	−73,8 kWh/m ²	−86,0 kWh/m ²

Tabelle 5.4: Die Summen der Energiebilanzen für den realen, wolkenfreien und bedeckten Fall in den Jahren 2006 bis 2009 bei 85,5°N/0°E.

steht am Ende des Jahres dem Boden für die realen Wolkenbedingungen etwas mehr Energie zur Verfügung als mit vollständig bedecktem Himmel. Unter wolkenlosen Bedingungen wären die Energiebilanzen deutlich geringer. Zusammenfassend ist die Energiebilanz für diesen nördlichen Punkt am Ende des Jahres immer negativ.

Jahr	reale Wolken	bedeckt	wolkenlos
2006	−84,1 kWh/m ²	−82,8 kWh/m ²	−104,0 kWh/m ²
2007	−63,9 kWh/m ²	−66,0 kWh/m ²	−66,7 kWh/m ²
2008	−91,8 kWh/m ²	−92,1 kWh/m ²	−94,1 kWh/m ²
2009	−69,1 kWh/m ²	−70,7 kWh/m ²	−76,8 kWh/m ²

Tabelle 5.5: Die Summen der Energiebilanzen für den realen, wolkenfreien und bedeckten Fall in den Jahren 2006 bis 2009 bei 85,5°N/180°E.

In Tabelle 5.5 sind die Summen der Energiebilanz für den Ort 85,5°N/180°E festgehalten. Dabei ist auffallend, dass die Unterschiede zwischen dem bedeckten und wolkenlosen Fall in der Summe am Ende des Jahres deutlich geringer ausfallen als bei den beiden anderen Orten. Bei 85,5°N/180°E findet dementsprechend also ein weitaus höherer Ausgleich zwischen dem wärmenden Effekt der Wolken im langwelligen Strahlungsbereich und dem kühlenden im kurzwelligen Bereich. Lediglich im Jahr 2006 sind die Unterschiede zwischen wolkenlosem und vollständig bedeckten Himmel noch recht markant. Von 2007 bis 2009 steht dem Boden am Ende des Jahres in der Summe für den realen Bedeckungsgrad im Vergleich zu dem wolkenlosen und bedeckten Fall am meisten Energie zur Verfügung. Das Jahr 2007 fällt mit einer recht hohen Energiebilanz auf.

Als Resultat aus der Energiebilanz am Boden kann die Dicke des Meereises angesehen werden. In Tabelle 5.6 sind die verschiedenen Fälle für die Jahre 2006 bis 2009 bei 79,5°N/0°E eingetragen. Auffallend eisreich ist dabei das Jahr 2006 und besonders eisarm das Jahr 2007. Wie auch die Energiebilanzen sind die Eisdicken für den realen Fall dem bedeckten sehr ähnlich.

Der Tabelle 5.7 ist die Eisdicke für den Ort 85,5°N/0°E am Ende des jeweiligen Jahres zu entnehmen. Dabei kann festgehalten werden, dass das dünnste Eis am Ende des Jahres jeweils beim realen Bedeckungsgrad errechnet wurde, während das Eis für den wolkenlosen Fall immer am dicksten ist. Dies ist vor allem dadurch bedingt, dass zum Ende

Jahr	reale Wolken	bedeckt	wolkenlos
2006	1,01 m	1,00 m	1,27 m
2007	0,67 m	0,66 m	1,15 m
2008	0,94 m	0,93 m	1,17 m
2009	0,74 m	0,75 m	1,02 m

Tabelle 5.6: Die Dicken des Meereises am Ende des jeweiligen Jahres für den realen, wolkenfreien und bedeckten Fall in den Jahren 2006 bis 2009 bei 79,5°N/0°E.

Jahr	reale Wolken	bedeckt	wolkenlos
2006	1,35 m	1,36 m	1,58 m
2007	1,43 m	1,45 m	1,53 m
2008	1,48 m	1,48 m	1,58 m
2009	1,40 m	1,44 m	1,57 m

Tabelle 5.7: Die Dicken des Meereises am Ende des jeweiligen Jahres für den realen, wolkenfreien und bedeckten Fall in den Jahren 2006 bis 2009 bei 85,5°N/0°E.

des Jahres die Energiebilanz am Boden durch die fehlenden Wolken niedrigere Werte aufweist als mit Wolken und deshalb der Eiszuwachs höher ist. Die Verluste durch die höhere Solareinstrahlung im Sommer können somit ausgeglichen werden.

In Tabelle 5.8 sind die Eisdicken für 85,5°N/180°E zu sehen. Dabei fällt erneut das eisarme Jahr 2007 mit einer Eisdicke von 1,34 m am 31. Dezember auf. Von 2007 bis 2009 werden für den realen Fall wieder das dünnste Meereis am Ende des Jahres berechnet. Die geringe Differenz in der Summe der Energiebilanz zwischen den wolkenlosen und den vollständig bedeckten Bedingungen spiegelt sich auch in der Meereisdicke wider. Von 2007 bis 2009 liegt die Differenz am Ende des Jahres gerade mal bei 3 bis 8 cm für die beiden Fälle. Nur 2006 ist die Differenz mit 24 cm größer.

Eine Verifizierung der Meereisdicken des Eismodells ist jedoch trotz genauer Meereisdicken nicht möglich, da in der Arktis das Meereis unter starkem dynamischen Einfluss gebildet wird. Durch den Eisdrift konvergieren Eismassen an einigen Stellen und divergieren an anderen. So ist beispielsweise das Meereis in der Grönlandsee, das bei dem Fahrtabschnitt ARK-XXIV/3 der *Polarstern* beobachtet wurde, weiter nördlich im Nordpolarmeer gebildet worden und durch die Dynamik dorthin transportiert worden.

In den Abbildungen 5.22 bis 5.25 ist das Meereisminimum der Jahre 2006 bis 2009 dargestellt. Bei dem Jahr 2006 handelt es sich um ein durchschnittliches Jahr im Hinblick auf die Meereisbedeckung. Das Jahr 2007 hingegen stellte einen Rekord in der geringsten Meereisausdehnung in der Arktis auf. Vor allem die vom eindimensionalen Eismodell errechnete niedrige Eisdicke an der Position 85,5°N/180°E (oberster Punkt in Abb. 5.23) ist in der Meereiskarte von Spreen und Kaleschke (2010) sehr gut nachzuvollziehen. Die

Jahr	reale Wolken	bedeckt	wolkenlos
2006	1,55 m	1,53 m	1,77 m
2007	1,34 m	1,36 m	1,38 m
2008	1,63 m	1,63 m	1,66 m
2009	1,40 m	1,42 m	1,50 m

Tabelle 5.8: Die Dicken des Meereises am Ende des jeweiligen Jahres für den realen, wolkenfreien und bedeckten Fall in den Jahren 2006 bis 2009 bei 85,5°N/180°E.

Jahre 2008 und 2009 besaßen wieder eine etwas größere Meereisausdehnung, was ebenfalls vom Eismodell an zwei der drei Standorte errechnet wurde.

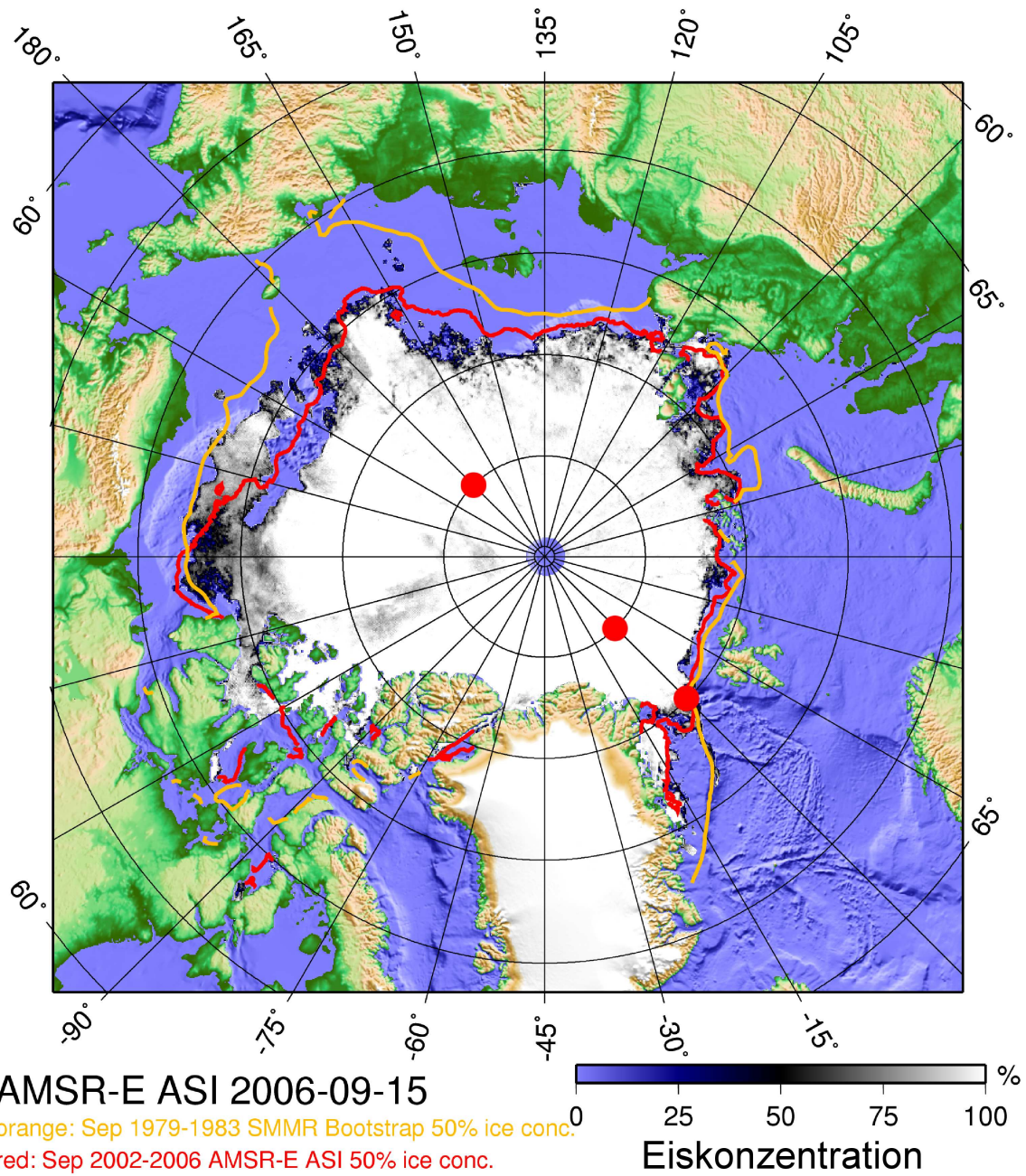


Abbildung 5.22: Meereisminimum der Arktis im Jahr 2006 am 15. September. © Spreen und Kaleschke (2010)

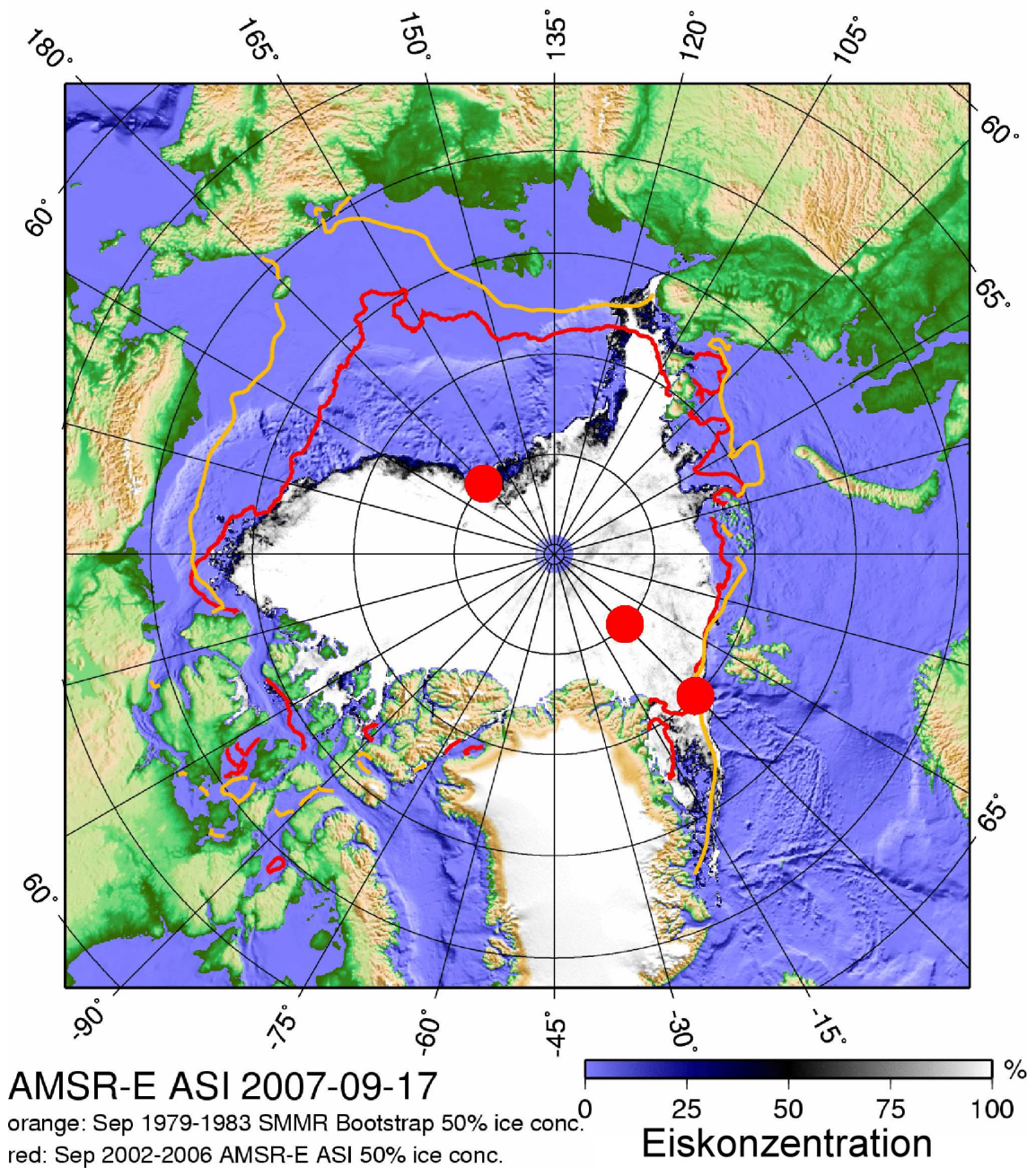


Abbildung 5.23: Meereisminimum der Arktis im Jahr 2007 am 17. September. © Spreen und Kaleschke (2010)

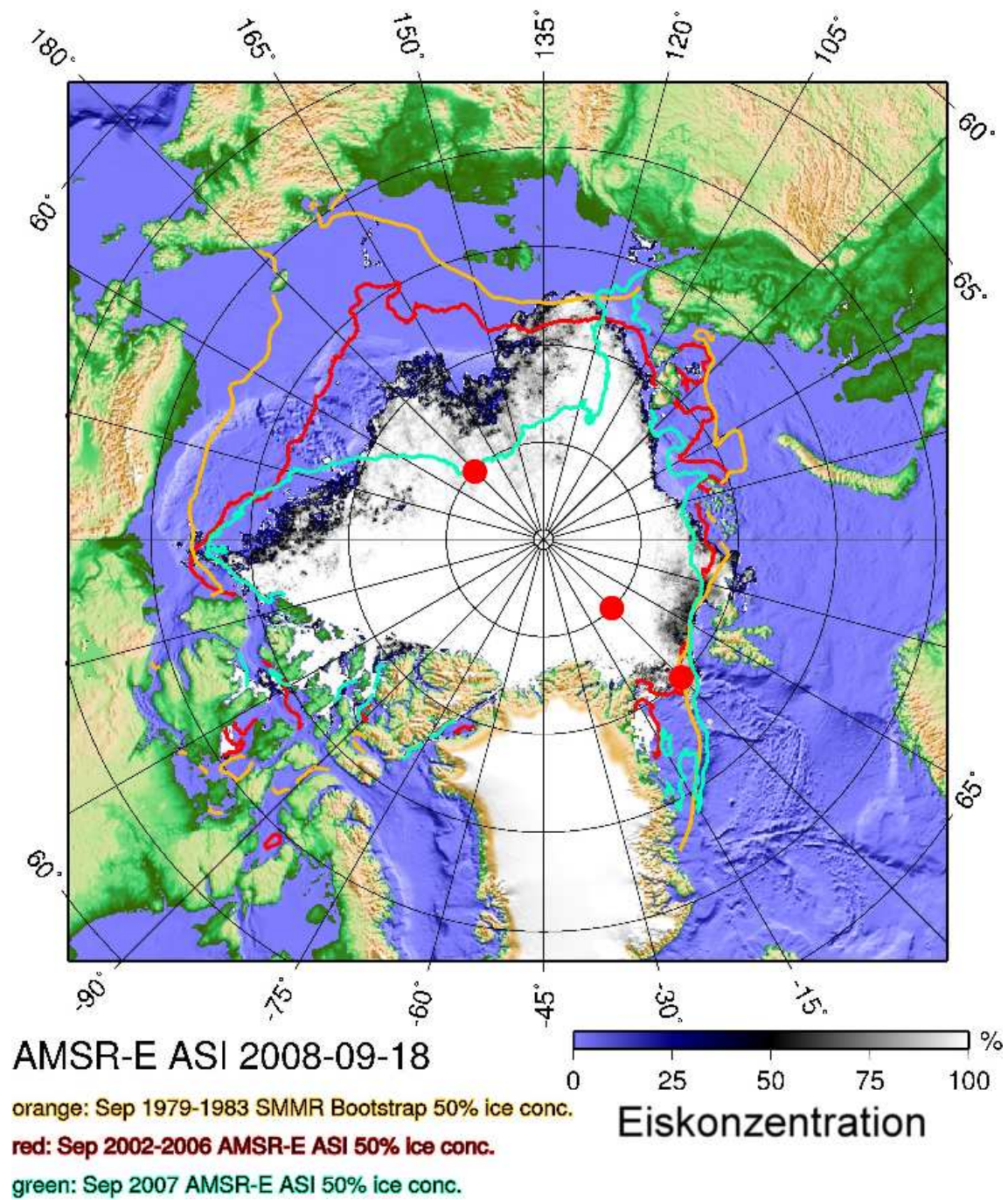


Abbildung 5.24: Meereisminimum der Arktis im Jahr 2008 am 18. September. © Spreen und Kaleschke (2010)

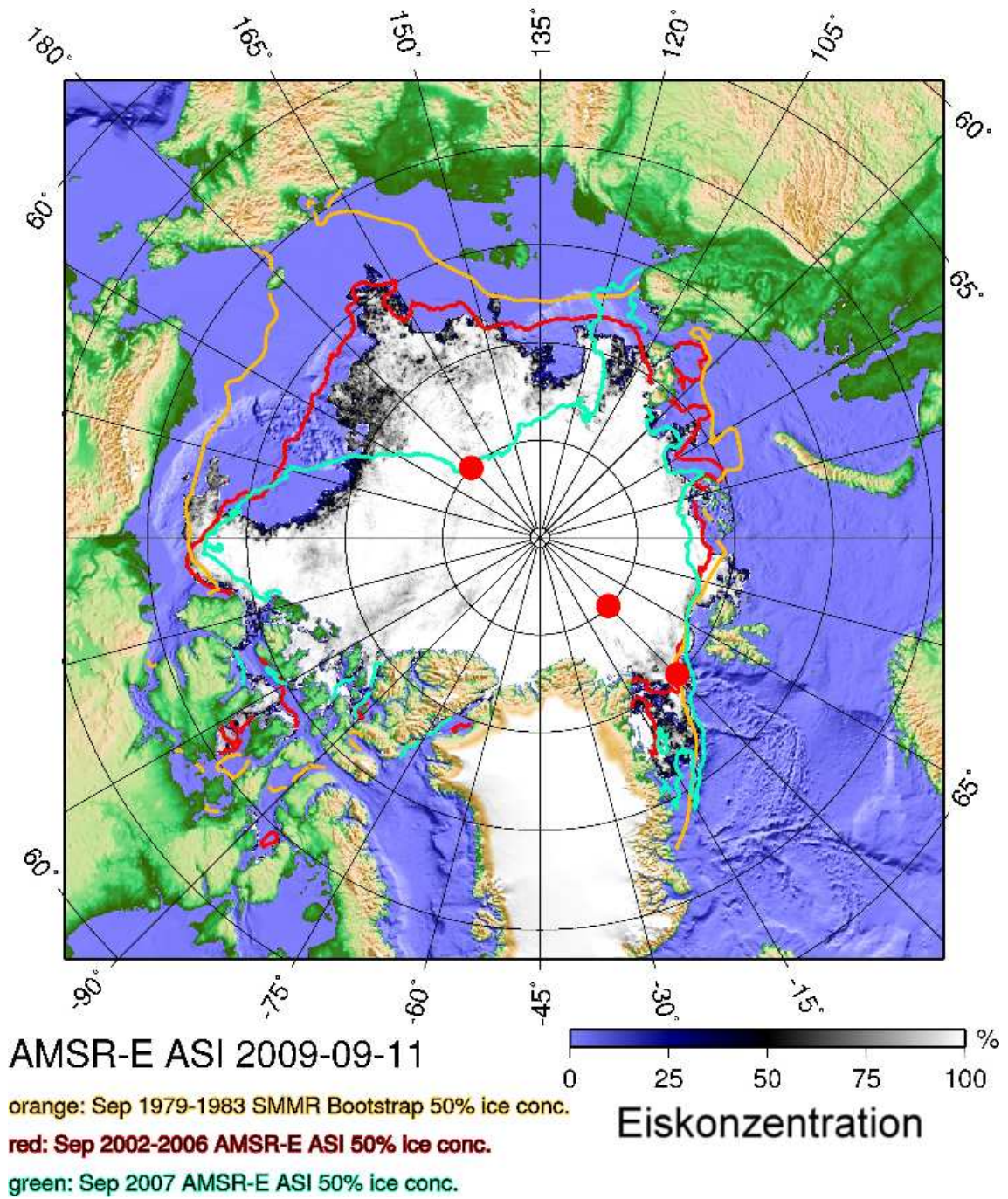


Abbildung 5.25: Meereisminimum der Arktis im Jahr 2009 am 11. September. © Spreen und Kaleschke (2010)

Kapitel 6

Zusammenfassung & Ausblick

Diese Arbeit befasste sich mit dem Einfluss der arktischen Wolken auf die Energiebilanz am Boden. Dafür wurde zunächst das Klima in der Arktis detailliert betrachtet. Zur Vorbereitung der Verwendung in einem eindimensionalen Eismodell wurden mehrere Parametrisierungen der kurzwelligen und langwelligen abwärts gerichteten Strahlung untersucht. Als Eingangswerte wurden dafür Daten des Fahrtabschnitts ARK-XXIV/3 verwendet, die im August und September 2009 in der Grönlandsee erfasst wurden.

Untersucht wurden kurzwellige Strahlungsparametrisierungen von Zillman (1972), Shine (1984), Bennett (1982) und Shine/Bennett. Durchweg konnten die Parametrisierungen Strahlungserhöhungen aufgrund des „broken cloud effects“ nicht wiedergeben. Da es sich dabei um kurzzeitige Erhöhungen der solaren Einstrahlung bei direktem Sonnenlicht und einem hohen Bedeckungsgrad handelt, wirken sich diese kaum auf die Energiebilanz des gesamten Tages aus. Deshalb wirkt sich dieser Schwachpunkt der Parametrisierungen nicht auf die Qualität der Ergebnisse der Energiebilanz des Eismodells aus. Zusammenfassend überschätzen die kurzwelligen Strahlungsparametrisierungen die solare Einstrahlung bei bedeckten Wolkenverhältnissen und unterschätzen sie bei geringem Bedeckungsgrad oder wolkenlosem Himmel. Für die Parametrisierung von Zillman wurde im Rahmen dieser Arbeit ein Reduktionsfaktor gesucht, der im arktischen Sommer die besten Resultate produziert. Somit fand die Parametrisierung von Zillman in dem Eismodell von *Andreas Lehmann* Verwendung.

Für die Untersuchung der langwelligen Gegenstrahlung wurden Parametrisierungen von Maykut und Church (1973), Zillman (1972), König-Langlo und Augstein (1994), Konzelmann et al. (1994) und Zapadka et al. (2007) eingesetzt. Dabei zeigten sich zum einen Probleme beim Erkennen des Bedeckungsgrades mit Hilfe der Himmelskamera zu den Sonnenauf- und -untergangszeiten und daraus resultierend erhebliche Fehler in der langwelligen Gegenstrahlung. Zum anderen lagen die Parametrisierungen bei recht einfachen Verhältnissen deutlich auseinander. Die Korrelationen zwischen der parametrisierten und der beobachteten langwelligen Gegenstrahlung waren außerdem deutlich schlechter als im Falle der kurzwelligen Einstrahlung. Dies war vor allem an Tagen der

Fall, wo über die Fotos der Himmelskamera ein leicht schwankender Bedeckungsgrad von den auswertenden Algorithmen interpretiert wurde, während der Messwert der langwelligen Gegenstrahlung nahezu konstant blieb. In mehreren untersuchten Fällen mit verschiedenen Bedeckungsgraden reproduzierte die Parametrisierung von Zapadka die Messwerte des Pyrgeometers am besten, sodass diese im Eismodell eingebunden wurde.

Das eindimensionale Eismodell von *Andreas Lehmann* wurde in dieser Arbeit an den Orten $79,5^{\circ}\text{N}/0^{\circ}\text{E}$, $85,5^{\circ}\text{N}/0^{\circ}\text{E}$ und $85,5^{\circ}\text{N}/180^{\circ}\text{E}$ für die Jahre 2006 bis 2009 angewendet. Dabei wurden verschiedene Sensitivitätsanalysen durchgeführt, die neben dem Wolken Einfluss auch den Einfluss der Albedo auf die Energiebilanz verdeutlichen. Es wurde gezeigt, dass Wolken einen großen Einfluss auf die Energiebilanz haben und dass ebenfalls entscheidend ist, zu welcher Jahreszeit die Wolken vorhanden sind. Im Sommer haben sie einen kühlenden und im Winter einen wärmenden Effekt auf die Energiebilanz am Boden. In der zentralen Arktis sind aufgrund des sehr niedrigen Sonnenstands die Unterschiede in der Summe der Energiebilanz am Boden zwischen dem wolkenlosen und dem bedeckten Himmel in absoluten Werten recht gering. Die Unterschiede sind in niedrigeren Breiten deutlich ausgeprägter. Da die realen Wolkenbedingungen nahe einer Bedeckung von 100 % sind, wirkt sich eine Wolkenzunahme in der Arktis nicht wesentlich auf die Energiebilanz aus. Wenn jedoch im Rahmen der globalen Klimaveränderung die Wolken zu bestimmten Zeiten des Jahres weniger werden, hätte dies deutliche Auswirkungen auf die Energiebilanz und damit auch auf die Eismassen der Arktis. So würde eine Wolkenabnahme im Sommer einen verstärkten Schmelzprozess zur Folge haben. Bei fehlender Solareinstrahlung im Winter würde jedoch eine Reduzierung der Wolken eine stärkere negative Energiebilanz und damit mehr Eiswachstum bedeuten. Wie und ob sich die Wolken in der Arktis verändern, ist weiterhin Gegenstand der Forschung.

Für zukünftige Forschungsfahrten in polare Regionen wäre es von Vorteil, wenn ein System installiert werden könnte, dass - wie es bei den abwärts gerichteten Strahlungsflüssen der Fall ist - die reflektierte Solarstrahlung kontinuierlich erfasst. Dadurch würden fortlaufend Albedowerte vorliegen, die in Parametrisierungen oder andere Auswertungen verwendet werden können. Bei der Forschungsfahrt ARK-XXIV/3 der *FS Polarstern* wurden zur Messung der Albedo Viertelraum-Pyranometer auf der Steuer- und Backbordseite des Schiffs installiert. Die Messungen wurden allerdings noch manuell durchgeführt. Viertelraum-Pyranometer würden sich auch für die Messung der Globalstrahlung anbieten, da so bekannte Fehler bei Schiffsmessungen wegfallen würden. Beim Einsatz eines Pyranometers auf dem Forschungsschiff sind Abschattungen und Strahlungserhöhungen durch Reflexionen an Schiffsaufbauten nicht zu vermeiden. Selbst wenn zwei Pyranometer verwendet werden, bleibt das Problem der Strahlungserhöhungen durch Reflexionen, während Abschattungen durch die Wahlmöglichkeit zwischen zwei Pyranometern wegfallen würden.

Bei einer kontinuierlichen Erfassung der Albedo könnten auch die Strahlungsparame-

trisierungungen weiter verbessert und im Speziellen auf die Effekte durch eine veränderte Albedo bei Schnee- und Eisbedingungen und Abschwächung der langwelligen Ausstrahlung eingegangen werden.

Verbesserungspotential besteht für die Albedoberechnung des eindimensionalen Eismodells in zukünftigen Arbeiten. So wird derzeit die Albedo aus einer alleinigen Abhängigkeit von der Temperatur bestimmt. Dabei wird zwar berücksichtigt, ob Schnee, Eis oder Wasser als Oberfläche vorhanden ist, allerdings ist das Ergebnis eine Stufenfunktion, die nicht den realistischen Albedowerten aus Messungen entspricht. Im Sommer nimmt die Albedo kontinuierlich ab, bevor sie im Herbst wieder rasch zunimmt. Verschiedene Funktionen der Albedo werden beispielsweise von Cheng et al. (2007) vorgestellt.

Das verwendete Eismodell ermöglicht bereits gute und schnelle Untersuchungen von verschiedenen Einflussfaktoren auf die Energiebilanz und auf das Meereis. Allerdings könnten noch weitere Analysen folgen und eine Verifikation der Modelldaten durchgeführt werden. Dafür müssten von einem bestimmten Standort Messdaten als Eingangsgrößen in das Modell fließen und die Ausgabewerte mit der Realität verglichen werden. Da das Modell aber aus einem bereits bewährten dreidimensionalen Modell entnommen wurde, darf auch jetzt schon mit guten Ergebnissen gerechnet werden.

Literaturverzeichnis

- Andreas, E., 1980. Estimation of heat and mass fluxes over Arctic leads.
- Andreas, E., Paulson, C., William, R., Lindsay, R., und Businger, J., 1979. The turbulent heat flux from Arctic leads. *Boundary-Layer Meteorology*, 17(1), 57–91.
- Bennett, T., 1982. A coupled atmosphere-sea ice model study of the role of sea ice in climate predictability. *Journal of the Atmosphere*, 39, 1456–1465.
- Beryland, T. G. und Strokina, L. A., 1980. Global distribution of total cloud amount. Gidrometeoizdat. übersetzt von S. Warren, University of Washington.
- BINE Informationsdienst, 2010. Weltstrombedarf. <http://www.bine.info/>.
- Buckley, R. und Trodahl, H., 1987. Scattering and absorption of visible light by sea ice.
- Catchpole, A. und Moodie, D., 1971. Multiple reflection in Arctic regions. *Weather*, 26, 157–163.
- Cheng, B., Riihelä, A., Andersson, K., und Manninen, T., 2007. The Surface Albedo Product (SAL) of CM-SAF in Modelling of Sea Ice Mass Balance. In *Joint 2007 EUMETSAT Meteorological Satellite Conference and the 15th Satellite Meteorology & Oceanography Conference of the American Meteorological Society*, Seiten 24–28.
- Curry, J., Rossow, W., Randall, D., und Schramm, J., 1996. Overview of Arctic cloud and radiation characteristics. *Journal of Climate*, 9(8), 1731–1764.
- Curry, J. A. und Ebert, E. E., 1992. Sensitivity of the thickness of Arctic sea ice to the optical properties of clouds. *Ann. Glaciol*, 5, 1267–1280.
- Curry, J. A., Serreze, M. C., und Ebert, E. E., 1995. Water vapor feedback over the Arctic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 100, 14 223–14 229.
- Dietrich, O. W., Henderson, A. J., und Meyer, H., 1975. Spin-wave analysis of specific heat and magnetization in EuO and EuS. *Phys. Rev. B*, 12, 2844–2855.
- DWD, 1987. *Leitfaden des DWD, Nr. 1: Allgemeine Meteorologie*. Deutscher Wetterdienst, Offenbach.

- Ebert, E. und Curry, J., 1993. An intermediate one-dimensional thermodynamic sea ice model for investigating ice-atmosphere interactions. *Journal of Geophysical Research*, 98(C6), 10 085–10 109.
- ECMWF, 2010. ERA Interim, Daily Fields. http://data-portal.ecmwf.int/data/d/interim_daily/.
- Francis, J., 1994. Improvements to TOVS retrievals over sea ice and applications to estimating Arctic energy fluxes. *Journal of Geophysical Research. D. Atmospheres*, 99(5), 10 395–10 408.
- Frerichs, W., 1999. Einfluss unterschiedlicher Strahlungsparametrisierungen in Meeres-eissimulationen der Arktis. Leibniz-Institut für Meereswissenschaften an der Universität Kiel.
- Gavrilova, M. und Budyko, M., 1963. *Radiation climate of the Arctic*. Israel Program for Scientific Translations.
- Gorshkov, S. G., 1983. *World Ocean Atlas*, Band 3. Pergamon Press.
- Grenfell, T., 1983. A theoretical model of the optical properties of sea ice in the visible and near infrared. *Journal of Geophysical Research*, 88, 9723–9735.
- Grenfell, T. und Perovich, D., 1984. Spectral albedos of sea ice and incident solar irradiance in the southern Beaufort Sea. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 89(C3).
- Hahn, C. J., 1995. The effect of moonlight on observation of cloud cover at night, and application to cloud climatology. *J. Climate*, 8, 1429–1446.
- Harvey, L., 1988. On the role of high latitude ice, snow, and vegetation feedbacks in the climatic response to external forcing changes. *Climatic Change*, 13(2), 191–224.
- Heinle, A., 2009. Mustererkennung, Wolkenklassifikation mit Hilfe einer Vollhimmelskamera, Diplomarbeit. Leibniz-Institut für Meereswissenschaften an der Universität Kiel.
- Heinle, A., Macke, A., und Srivastav, A., 2010. Automatic cloud classification of whole sky images. *Atmos. Meas. Tech.*, 3, 557–567.
- Herman, G. F. und Goody, R., 1976. Formation and persistence of summertime Arctic stratus clouds. *J. Atmos. Sci.*, 33, 1537–1553.
- Hibler, W. D., 1980. Modeling a Variable Thickness Sea Ice Cover. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1943–1973.
- Huschke, R. E., 1969. Arctic cloud statistics from „air-calibrated“ surface weather observations. The Rand Corporation, RM-6173-PR, 79 pp.

- Jacob, D., Bennartz, R., Billing, H., Brümmer, B., Ebel, M., Fischer, J., Hauf, T., Hein, G., Kirchgäßner, A., Krüger, E., et al., 2006. BALTIMOS: Development and validation of a coupled model system in the Baltic Region.
- Jin, Z., Stamnes, K., Weeks, W., und Tsay, S., 1994. The effect of sea ice on the solar energy budget in the atmosphere-sea ice-ocean system: A model study. *J. Geophys. Res.*, 99(C12), 25–281.
- Kahl, J. D., 1990. Characteristics of the low-level temperature inversion along the Alaskan Arctic coast. *Int. J. Climatol.*, 10, 537–548.
- Kalisch, J., 2005. Parametrisierungen der solaren Einstrahlung über dem Ozean im Rahmen des „Meridional Ocean Radiation Experiment“ MORE, Diplomarbeit. Leibniz-Institut für Meereswissenschaften an der Universität Kiel.
- Kalisch, J. und Macke, A., 2008. Estimation of the total cloud cover with high temporal resolution and parametrization of short-term fluctuations of sea surface insolation. *Meteorologische Zeitschrift*, 17(5), 603–611.
- Key, J. und Haefliger, M., 1992. Cooling in the lower atmosphere and the structure of polar continental air. *J. Geophys. Res.*, 97, 5885–5893.
- Kipp & Zonen, 2010. Solar Instrument CGR 3. <http://www.kippzonen.com/?product/16132/CGR+3.aspx>.
- König-Langlo, G. und Augstein, E., 1994. Parameterization of the downward long-wave radiation at the Earth's surface in polar regions. *Meteorologische Zeitschrift*, NF, 3, 6–343.
- Konzelmann, T., van de Wal, R., Greuell, W., Bintanja, R., Henneken, E., und Abe-Ouchi, A., 1994. Parameterization of global and longwave incoming radiation for the Greenland Ice Sheet. *Global and Planetary Change*, 9(1-2), 143–164.
- Laevastu, T., 1960. Factors affecting the temperature of the surface layer of the sea. *Comment. Phys. Math.*, 25(1).
- Langleben, M., 1969. Albedo and degree of puddling of a melting cover of sea ice. *Journal of Glaciology*, Vol 8, No 54, P 407-412, October 1969. 2 Fig, 11 Ref..
- Langleben, M., 1971. Albedo of melting sea ice in the southern Beaufort Sea. *Journal of Glaciology*, Vol 10, No 58, P 101-104, 1971. 1 Fig, 1 Tab, 2 Ref..
- Launiainen, J. und Cheng, B., 1998. Modelling of ice thermodynamics in natural water bodies. *Cold Regions Sci. Technol.*, 27, 153–178.
- Ledley, T., 1991. Snow on sea ice: Competing effects in shaping climate. *Journal of Geophysical Research*, 96(D9), 17 195.
- Lindsay, R. und Rothrock, D., 1994. Arctic sea ice surface temperature from AVHRR. *Journal of Climate*, 7(1), 174–183.

- Liou, K. N., 2002. *An Introduction to Atmospheric Radiation..* Academic Press, London, zweite Auflage.
- Marshunova, M. und Chernigovsky, N., 1966. Numerical characteristics of the radiation regime in the Soviet Arctic. In *Proc. Symp. Arctic Heat Budget and Atmospheric Circulation*, Seiten 279–297.
- Marshunova, M. und Mishin, A., 1994. Handbook of the radiation regime of the Arctic basin (results from the drift stations).
- Marshunova, M. S., 1961. Principle regularities of the radiation balance of the underlying surface and of the atmosphere in the Arctic (auf russisch). *Tr. Arct. Antarct. Nauchno-Issled. Inst.*, 229 (5), 51–103. übersetzt von Rand. Corp. Memo RM-5003-RP.
- Maxwell, J. B., 1982. The climate of the Canadian Arctic islands and adjacent waters. Vol. 2, Climatological Studies, Canadian Govt. Publishing Centre, Ministry of Supply and Services Canada, Ottawa, Canada, 30 pp.
- Maykut, G. A. und Church, P. E., 1973. Radiation climate of Barrow, Alaska 1962-1966. *J. Appl. Meteor.*, 12, 620–628.
- Minnis, P., Heck, P. W., und Young, D. F., 1993. Inference of cirrus cloud properties using satellite-observed visible and infrared radiances. Part II: Verification of theoretical cirrus radiative properties. *J. Atmos. Sci.*, 50, 1305–1322.
- Mitchell, J. F. B. und Ingram, W. J., 1992. Carbon Dioxide and Climate: Mechanisms of changes in cloud. *J. Climate*, 6, 5–21.
- Mohr, V., 2009. Solare Strahlung und deren Parametrisierungen in polaren Regionen, Diplomarbeit. Leibniz-Institut für Meereswissenschaften an der Universität Kiel.
- Nansen, F., 1898. *In Nacht und Eis: Die norwegische Polar-expedition 1893-1896. Supplement.* FA Brockhaus.
- NASA, 2010. AErosol RObotic NETwork. <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>.
- NOAA, 2009. Arctic Change - Sea Ice. <http://www.arctic.noaa.gov/detect/ice-seaice.shtml>.
- NOAA National Center for Environmental Prediction, 2009. NCEP/NCAR Reanalysis. <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>.
- Parkinson, C. und Washington, W., 1979. A Large-Scale Numerical Model of Sea Ice. *J. Geophys. Res.*, 84, 311–337.
- Perovich, D., 1994. Light reflection from sea ice during the onset of melt. *J. Geophys. Res.*, 99(C2), 3351–3359.
- Perovich, D. K., 1996. The Optical Properties of Sea Ice.

- Perovich, D. K., Maykut, G. A., und Grenfell, T. C., 1986. Optical properties of ice and snow in the polar regions. I: Observations. *Proc. SPIE Ocean Optics VIII*, 637, 232, 241.
- Pinto, J. und Curry, J., 1997. Role of radiative transfer in the modeled mesoscale development of summertime arctic stratus. *J. Geophys. Res*, 102(13), 861–13.
- Ramanathan, V., Cess, R. D., Harrison, E. F., P. Minnis, B. R. B., Ahmad, E., und Hartman, D., 1989. Cloud-radiative forcing and climate: Results from the Earth Radiation Budget Experiment. *Science*, 243, 57–63.
- Rossow, W. und Zhang, Y., 1995. Calculation of surface and top of atmosphere radiative fluxes from physical quantities based on ISCCP data sets 2. Validation and first results. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 100(D1).
- Rossow, W. B. und Garder, L. C., 1993. Validation of ISCCP cloud detections. *J. Climate*, 6, 2370–2393.
- Rudolph, C. und Lehmann, A., 2006. A model-measurements comparison of atmospheric forcing and surface fluxes of the Baltic Sea. *Oceanologia*, 48, 333–360.
- Ruffieux, D., Persson, P., Fairall, C., und Wolfe, D., 1995. Ice pack and lead surface energy budgets during LEADDEX 1992. *Journal of Geophysical Research. C. Oceans*, 100, 4593–4612.
- Schade, N., 2005. Experimentelle Erfassung und Interpretation der solaren Einstrahlung bei durchbrochener Bewölkung, Diplomarbeit. Leibniz-Institut für Meereswissenschaften an der Universität Kiel.
- Schade, N., Macke, A., Sandmann, H., und Stick, C., 2007. Enhanced solar global irradiance during cloudy sky conditions. *Meteorologische Zeitschrift*, 16(3), 295–303.
- Sellers, W., 1969. A global climatic model based on the energy balance of the earth-atmosphere system. *Journal of Applied Meteorology*, 8(3), 392–400.
- Serreze, M. C., Barry, R. G., und Walsh, J. E., 1995a. Atmospheric water characteristics at 70 N. *J. Climate*, 8, 719–731.
- Serreze, M. C., Rehder, M. C., Barry, R. G., Kahl, J. D., und Zaitseva, N. A., 1995b. The distribution and transport of atmospheric water vapor characteristics over the Arctic basin. *Int. J. Climatol.*, 15, 709–727.
- Shine, K., 1984. Parameterization of the shortwave flux over high albedo surfaces as a function of cloud thickness and surface albedo. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 110, 747–764.
- Shine, K. und Henderson-Sellers, A., 1985. The sensitivity of a thermodynamic sea ice model to changes in surface albedo parameterization. *J. Geophys. Res*, 90(D1), 2243–2250.

- Shupe, M. und Intrieri, J., 2004. Cloud radiative forcing of the Arctic surface: The influence of cloud properties, surface albedo, and solar zenith angle. *Journal of Climate*, 17(3).
- Sinitsyn, A. V. und Alexandrova, M. P., 2009. Assessment of Direct Determination Uncertainties of Incoming Radiation Fluxes Associated with the Ship Motion. *Oceanology*, 49, 453–458.
- Spreen, G. und Kaleschke, L., 2010. AMSR-E sea ice concentration. <http://www.ifm.zmaw.de/forschung/fernerkundung/meereis/amsre-sea-ice/>.
- Steffen, K. und DeMaria, T., 1996. Surface energy fluxes of Arctic winter sea ice in Barrow Strait. *Journal of Applied Meteorology*, 35(11), 2067–2079.
- Stephens, G. L., 1990. On the relationship between water vapor over the oceans and sea surface temperature. *J. Climate*, 3, 634–645.
- Sverdrup, H. U., 1933. The Norwegian North Polar Expedition with the Maud"1918-1925. *Scientific Results*, 1a, 331 pp.
- Tessendorf, A., 2010. Strahlungsbilanz arktischer Bewölkung aus Modell und Beobachtung, Diplomarbeit. Leibniz-Institut für Meereswissenschaften an der Universität Kiel.
- Vowinckel, E., 1962. Cloud amount and type over the Arctic. *Pub. Meteorology*, 51, 27 pp.
- Vowinckel, E. und Orvig, S., 1964. Radiation balance of the troposphere and of the earth-atmosphere system in the Arctic. *Arch Meorol Geophys Bioklim*, 13, 480–502.
- Warren, S. und Wiscombe, W., 1980. A model for the spectral albedo of snow. II: Snow containing atmospheric aerosols. *J. Atmos. Sci*, 37(12), 2734–2745.
- Warren, S. G., Hahn, C. J., London, J., Chervin, R. M., und Jenne, R. L., 1988. Global distribution of total cloud cover and cloud type amounts over the ocean. NCAR/TN-317+STR, 212 pp.
- Warren, S. G., Hahn, D., und London, J., 1980. Ground-based observations of cloudiness for cross-validation of satellite observations. Workshop Rep. on Clouds in Climate: Modeling and Satellite Observational Studies. New York, NY, NASA Goddard Institute for Space Studies, 174 - 179.
- Wendler, G., 1972. Effect of arctic stratus clouds on the radiation regime. *Studies of the Solar and Terrestrial Radiation Fluxes over Arctic Pack Ice., Rep. 1783 ARPA*, Seite 33.
- Wendler, G. und Eaton, F., 1990. Surface radiation budget at Barrow, Alaska. *Theoretical and Applied Climatology*, 41(3), 107–115.
- Wetherald, R. T. und Manabe, S., 1988. Cloud Feedback Processes in a General Circulation Model. *J. Atmos. Sci.*, 45, 1397–1415.

- Wexler, H., 1936. Cooling in the lower atmosphere and the structure of polar continental air. *Mon. Wea. Rev.*, 64, 122–136.
- Wilson, L. D., Curry, J. A., und Ackerman, T. P., 1993. On the satellite retrieval of lower-tropospheric ice crystal clouds in the polar regions. *J. Climate*, 6, 1467–1472.
- Wiscombe, W., 1975. Solar radiation calculations for Arctic summer stratus conditions. In *Climate of the Arctic: Twenty-fourth Alaska Science Conference, Fairbanks, Alaska, August 15 to 17, 1973, sponsored by the American Association for the Advancement of Science and the American Meteorological Society:[proceedings]*, Seite 245. Univ of Alaska Geophysical Inst.
- Wiscombe, W. und Warren, S., 1997. A model for the spectral albedo of snow. I: Pure snow. *Spie Milestone Series MS*, 134, 203–226.
- WMO - No. 8, 1996. *Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation*. Secretariat of the World Meteorological Organisation, Geneva, Switzerland, 6. Auflage.
- Zapadka, T., Woźniak, B., und Dera, J., 2007. A more accurate formula for calculating the net longwave radiation flux in the Baltic Sea. *Oceanologia*, 49(4), 449–470.
- Zillman, J., 1972. A study of some aspects of the radiation and heat budgets of the southern hemisphere oceans. *Meteorological Studies*, 26, 526 pp.

Danksagung

Ich bedanke mich bei allen, die mich im Studium und vor allem bei dieser Arbeit unterstützt und begleitet haben.

Insbesondere danke ich Prof. Dr. Andreas Macke, der mir eine Forschungsfahrt in die Arktis ermöglicht hat, mich bei dieser Arbeit stets sehr gut betreut und sich der Korrektur angenommen hat. Ein herzlicher Dank gilt Prof. Dr. Mojib Latif als zweitem Prüfer. Außerdem danke ich Dr. Andreas Lehmann, der seine kostbare Zeit zur Erklärung des eindimensionalen Eismodells geopfert hat und mir jederzeit freundlich und kompetent zur Seite stand.

Vielen Dank auch an die Crew der Polarstern für die Gastfreundschaft und Hilfe, vor allem Wettertechniker Klaus Buldt vom Deutschen Wetterdienst für die große technische Unterstützung an Bord, Annika Wöhner und Kara Renkosik für das zeitaufwendige und hilfreiche Korrigieren dieser Arbeit, der Arbeitsgruppe „Wolken und Strahlung“ für die zahlreichen Ideen und Anregungen sowie den Kommilitonen der „Alten Botanik“, insbesondere Thomas Cesko und Tilman Rickert (TNT), für die gute Arbeitsatmosphäre und die vielfältige Hilfe.

Ebenso danke ich meinen Eltern für die Ermöglichung meines Studiums und meinen Freunden für die Wegbegleitung.

Danke an den Arbeitslaptop „naish“, der zur Fertigstellung dieser Arbeit nötig war.

Diese Arbeit wurde mit der Textverarbeitung \LaTeX angefertigt.

Erklärung

Hiermit bestätige ich, dass ich die vorliegende Diplomarbeit selbständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet habe.

Ich versichere, dass diese Arbeit noch nicht zur Erlangung eines Diplomgrades an anderer Stelle vorgelegen hat.

Kiel, Juli 2010

(Niko Renkosik)